

糸静線活断層系中部，若宮，大沢断層の 性格と第四紀後期における活動

—富士見，茅野における発掘調査—

糸静線活断層系発掘調査研究グループ

(昭和63年10月31日受理)

要 旨

1983年に、糸静線活断層系中部の若宮断層（富士見町）と大沢断層（茅野市）の発掘調査を行った。Aトレンチ（若宮断層）、Bトレンチ（大沢断層）ともに、北西方向にのびる丘の西縁に地形的に推定された断層を横切ってつくられた。Aトレンチでは約100,000年前以降の、Bトレンチでは約14,000年前以降の地層群をきる断層（群）が見いだされ、両断層が活断層であることが地質学的にも確認された。しかし、Aトレンチでは丘側の高角断層群と低地側の低角逆断層群とが存在するのに対し、Bトレンチでは一つの顕著な断層帯が存在する。Aトレンチの高角断層およびBトレンチの断層は、いずれも東側の隆起を伴う左横ずれを示す。断層東側の丘は、このような変位の繰り返しの結果として形成されたものと考えられる。

Aトレンチでは断層の活動期を明確に決定することはできなかったが、Bトレンチでは、6層（トレンチ内最下部の地層）堆積以降少なくとも5回の同じ向きの変位が繰り返されたことが明らかになった。おもな断層活動の再来周期は約4000～5000年と考えられる。最新の活動は、約1200年前に起こった。この活動は、A. D. 841年の、松本付近に被害を与えた歴史地震に対応すると思われる。

I. はじめに

筆者らは、糸魚川—静岡線の地表付近の構造と第四紀後期における活動歴を明らかにするために、1983年10月から11月に、糸魚川—静岡線中部の富士見地区および茅野地区で活断層の発掘調査を行った。本調査は、第4次地震予知計画の一環として実施された。本稿はその成果報告である。調査地点、調査者氏名、掘削トレンチの諸元などをTable 1に示す。本調査は、グループのほぼ全員による予察調査と討議の後、主に太田と松田が実行計画を進めた。現地作業の総括および執筆は、太田を中心として、Aトレンチについては主に平川が、Bトレンチについては主に東郷が行った。

II. 糸静線中部および調査地域の従来の研究

糸魚川—静岡線（以下では糸静線とよぶ）は、フォッサマグナの西縁を画し、本州を横断する大地質構造線であり、同時にその中央部約70 km（甲府盆地西縁～松本盆地東縁）は第四紀に活動した活断層である。最近ではフォッサマグナ西縁付近を北米・ユーラシア両プレートの境界とする見方がある（例えば中村，1983；小林，1983）。糸静線の意義が

Table 1. Data of trench excavation and member of the research group

		Aトレンチ (若宮断層)				Bトレンチ (大沢断層)			
ト レ ン チ	位置	長野県諏訪郡富士見町若宮： 若宮地区公有地 (名取博正氏管理) および村井 亘，名取清臣，細川忠蔵 各氏の所有地 (中山西縁)				長野県茅野市金沢： 樋口吉晴氏所有地 (天狗山西縁延長部)			
	規模		平坦面		斜面			地表	トレン チ底
			表面	トレン チ底	表面	トレン チ底	長さ	32 m	26 m
		長さ	19 m	14 m	11 m	8 m			
		幅	9 m	3 m	19 m	11 m	幅	10 m	3.6 m
		トレンチ底深度	3 m		5.2 m		トレンチ底深度	3.2 m	
		法面勾配	45°		60°				
	地表面での長さの総計 23 m, ほかにミニトレンチ 4				法面勾配	45°			
調査観 察期	1983年10月20日～11月14日				1983年10月25日～11月12日				
調査員 ◎総括 責任者 †本文 執筆者	太田陽子◎† (横浜国大)，東郷正美◎† (法政大)，平川一臣◎† (山梨大)， 松田時彦◎，中村一明*，村井 勇*，有山智雄 (東大地震研)， 池田安隆，渡辺満久，高田将士，鈴木康弘，米倉伸之 (東大地理)， 貝塚爽平，今泉俊文，宮内崇裕，長岡信治* (東京都立大)， 三好真澄* (横浜国大)，平野信一 (東北大)，早川唯弘 (茨城大)， 岡田篤正 (愛知県立大)，澤 祥* (県立横須賀工高)， 吉岡敏和* (神戸大)				* 当時の所属				
壁面の スケッチ	1/25				1/25				
採取物	¹⁴ C年代測定試料 火山灰試料 花粉分析用試料 接着剤使用による断層露頭表面標本				同 左				

新たに注目されている。

地形的に推定されているフォッサマグナの西縁付近に多くの活断層があり，これらを糸静線活断層系とよぶ。本稿で報告する富士見一茅野地域はこの活断層系の中部に当たる。そこでは，糸静線は北西一南東方向に走り，これに沿って宮川，釜無川がそれぞれ北西および南東に流れている。また，そこには北西一南東に並ぶ数列の小丘列があり，活断層に關係する地形として注目されてきた (例えば有井，1952；ARII, 1953；ALLEN, 1975)。

SUGIMURA & MATSUDA (1965) が，中部地方において第四紀に東西方向に最大圧縮軸をもつ地殻応力場が存在することを指摘して以来，糸静線活断層系が左ずれ断層である可能性が考えられるようになった (例えば岡山，1969；岡田，1973)。小林 (1968) は，諏訪湖付近の糸静線を左ずれ約 12 km (河内ほか，1966) の水平ずれ断層と考え，諏訪湖をその結果生じた空隙あるいは密度の過小帯を埋める形で沈下したものとした。金子 (1972) は，糸静線を左ずれとして，諏訪盆地を同様に横ずれに伴う陥没地形とみなした。中田・

千田 (1974), NAKATA & CHIDA (1974) は, 諏訪盆地周辺の活断層を正断層としているが, 調査地域の茅野付近以南では逆断層が著しくなるとしている. 活断層研究会 (1980) は1980年までの研究を総括し, 該当地域の活断層群を釜無川断層群の名でまとめた. 最近, 澤 (1985) は今回トレンチ調査を行った2地点を含む富士見周辺の活断層と地形面の詳しい研究を行い, I面 (約30万年前の韭崎泥流の堆積面) からVII面 (火山灰を全くのせていないもの) までの様々な時代の地形面が七つの断層系によって変位していることを明らかにした.

本地域の糸静線活断層系の左ずれについては, 上記のように小丘群の雁行配列, 諏訪湖の形成論などと関連して, その可能性は指摘されてきた. しかし, 谷や尾根の系統的横ずれのような, 直接左ずれを示す証拠が認められなかったため, その存否については問題が残っていた. その後, 国界橋北方の下葛木付近の谷や段丘崖の左ずれ (澤, 1985) や, 茅野市坂室における閉塞丘や段丘崖の左横ずれ (東郷, 1987) が明らかにされ, 少なくとも糸静線中部北半においては, 左ずれの成分があることは事実となった.

糸静線活断層系中部の最近の活動のうち, 先史時代については以下のことが知られている. 諏訪湖南東の小扇状地に立地する荒神山遺跡で縄文中期の住居跡をきる断層が発見され, それが糸静線の活動によると考えられている (松島・伴, 1979). また, 岡谷の今井地区で, 糸静線が縄文時代の遺跡をきって繰り返し活動したこと (岡谷断層発掘調査グループ, 1988, 第2次岡谷断層発掘調査グループ, 1989) などが明らかにされ, 少なくとも数千年前以降にこの断層系が活動していることがわかる. さらに, 本断層系中部が歴史時代に活動したことを示すかもしれない地震として841年の信濃国の大地震 (続日本後紀, 田山, 1904, による; 宇佐美, 1987) がある.

III. 掘削地点の選定および掘削地点付近の変位地形

1. 掘削地点の選定

掘削地点は長野県諏訪郡富士見町若宮地区および茅野市金沢地区の2地点である. 以下では若宮地区のトレンチをAトレンチ, 金沢地区のトレンチをBトレンチとよぶ (Fig. 1のA点およびB点). 両地点間の距離は約5kmである. 富士見-茅野間では, 東の八ヶ岳と西の赤石山地との間を糸静線活断層系の数本の断層が, 北西から南東方向に走る (Fig. 1). この地域を特徴づける地形は, 上記方向に走る小丘列とそれに伴う凹地列で (Fig. 2, 3), 小丘の西縁に活断層が推定された (澤, 1985). A, B両トレンチともに小丘西縁に位置している.

トレンチ調査地点を選定するために, 文献および空中写真判読に基づいて, できる限り詳しい活断層図を作成した. そして, 糸静線中部地域において10余りの掘削候補地点を選び出した. 次に, それらについて1982年8月に約10名により現地での検討を行った. トレンチ調査に適する条件としては, 1) 活断層の位置が高い精度で確実に決められること, 2) 若い地形面ないしは地層が存在すること, 3) 年代測定のための試料ないしは地層対比の手がかりとなる火山灰があると予想されること, などがある. 1) は限られたトレンチの中に断層を掘り当てるために, 2), 3) は最近の活動史や活動周期を推定するために必要な

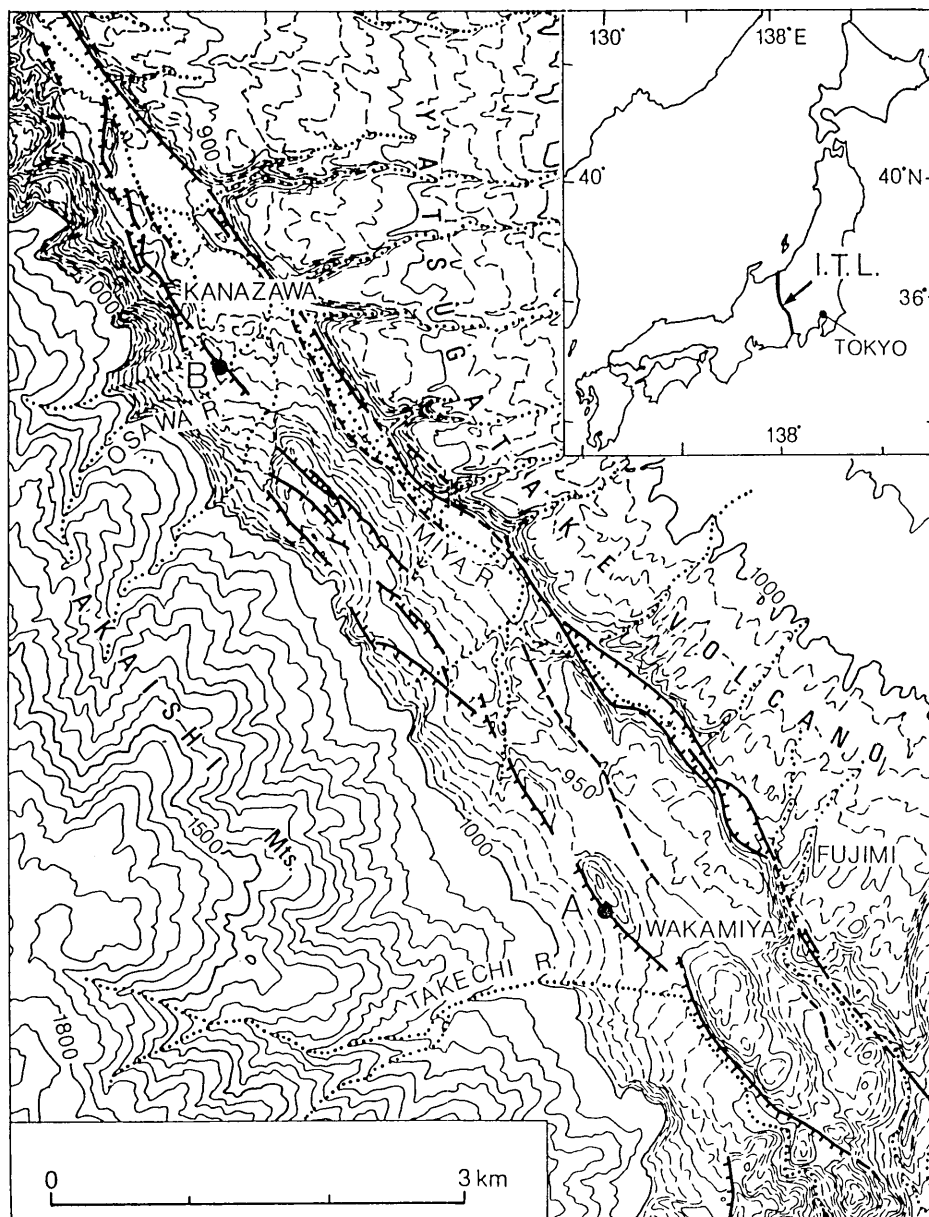


Fig. 1. Map showing the location of trenches A and B on active faults belonging to the Itoshizu Tectonic Line Fault System (ITL). This map also shows the distribution of active faults and topography of the area along the central part of ITL. Contours follow the 1:25,000 topographic map. Contour interval is 10 m in the area below 1,000 m above sea level and 50 m in the area above 1,000 m in altitude. Inset shows the location of Fig. 1.

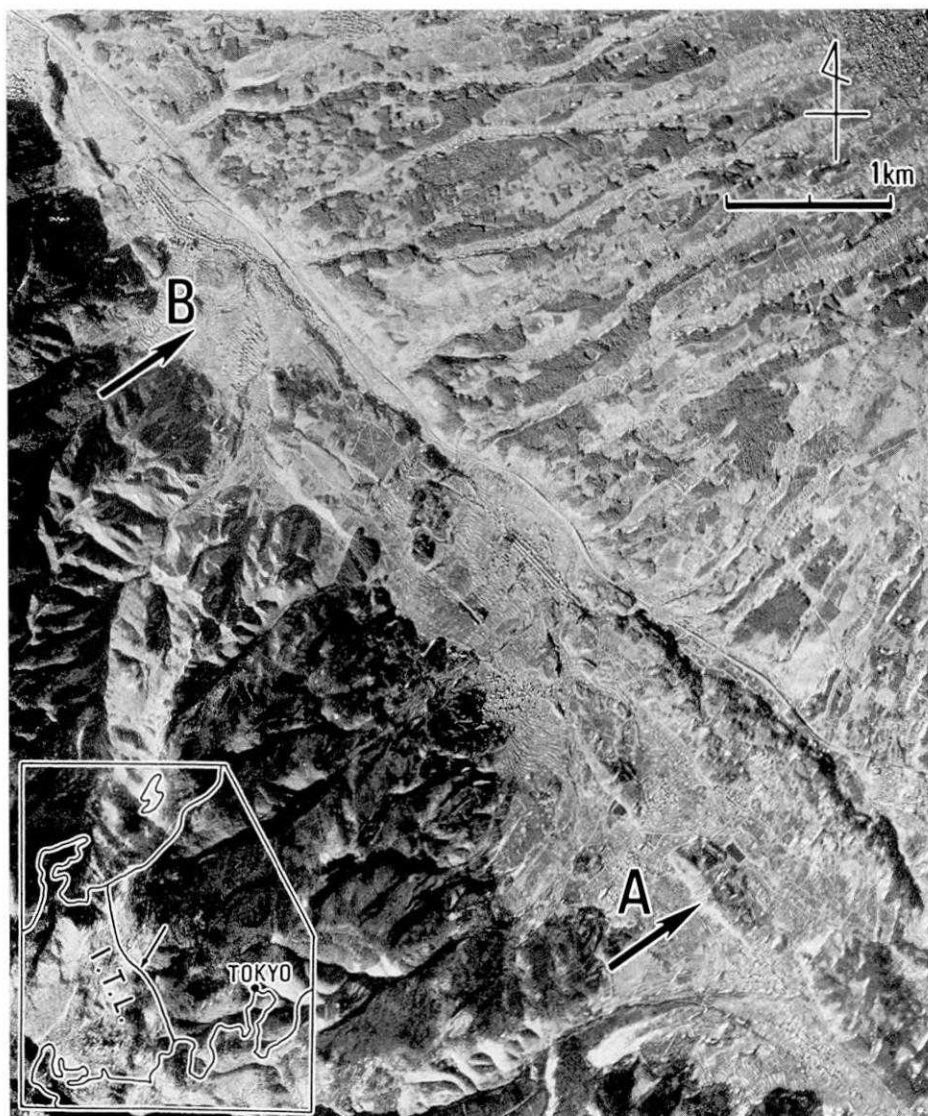


Fig. 2. Airphoto of the area along the central part of ITL (taken in 1973 by the Geographical Institute of Japan, CB-73-7Y, C8-10, C9-11). A and B indicate the locations of trenches A and B. The location of Fig. 2 is shown in an inset.



Fig. 3. Oblique airphoto showing a series of tectonic bulges near Fujimi Town, looking southeastward. Arrow indicates the location of trench A.

条件である。

1) に関しては, 本地域の糸静線は, 従来行った丹那断層 (丹那断層発掘調査研究グループ, 1983) や, 千屋断層 (千屋断層発掘調査研究グループ, 1986) のトレンチ調査の場合と異なって, 歴史時代に活動した確かな記録 (地震断層) が知られていない。そこで, 断層の位置を発掘可能なトレンチの長さ, 約 30 m の範囲に確定するために主に変位地形を手がかりとして特に慎重な検討を行った。2), 3) については, 断層ができる限り若い地形面をきり, かつ泥炭などの存在していそうな場所を探した。さらに, 掘削工事上の制約, 土地利用上の制約なども検討して, 上記の若宮, 金沢の2地点を選定し, 土地所有者

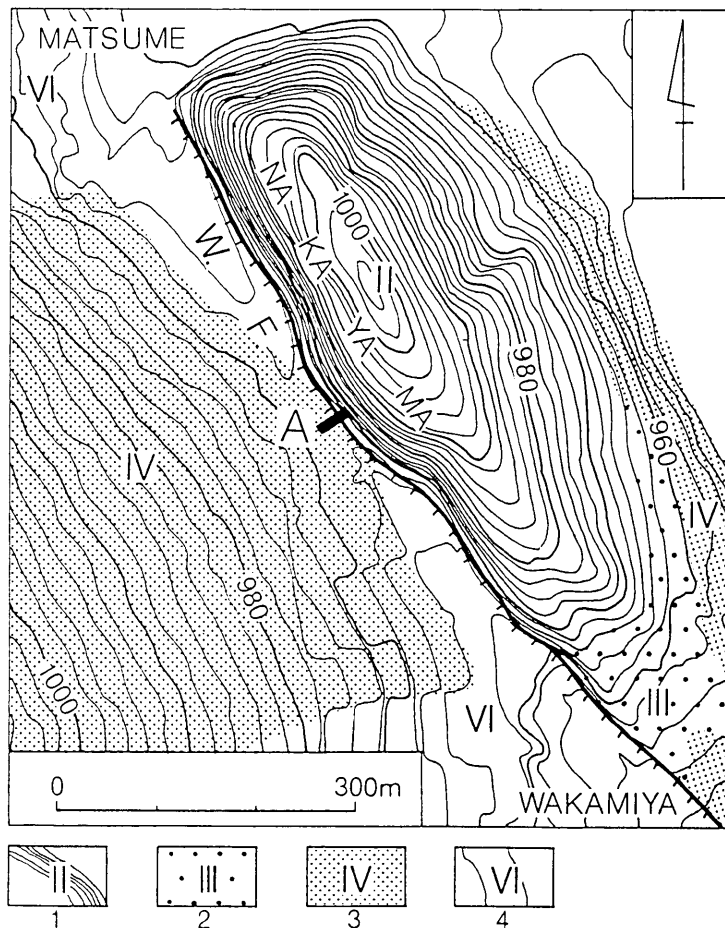


Fig. 4. Geomorphological map of trench A site across Wakamiya Fault. Contours are after 1:2,500 town planning map of Fujimi Town (contour interval; 2m). W.F.; Wakamiya Fault: Classification of terraces is after Sawa, 1985. 1. Terrace II, 2. Terrace III, 3. Terrace IV, 4. Terrace VI. Terraces II and III are covered by Pm-I pumice and younger tephra. Terrace IV is covered by Pm-IV pumice and younger tephra. No tephra is observed on Terrace VI.

の了解も得た。その後、数回にわたって少人数で現地調査を重ね、掘削地点を確定し、詳しい地形図を作成した。両地点における具体的なトレンチ位置の決定については次の項で述べる。

2. トレンチの位置とトレンチ周辺の地形の特色

Aトレンチ (Fig. 4, 6) : Aトレンチは、富士見西方、松目一若宮間に、北西—南東にのびる小丘 (中山) の中央部西縁に位置する。中山は赤石山地から流下する武智川 (Fig. 1) およびその北方の河川により形成された扇状地の前面 (東側) にあり、扇状地の東端

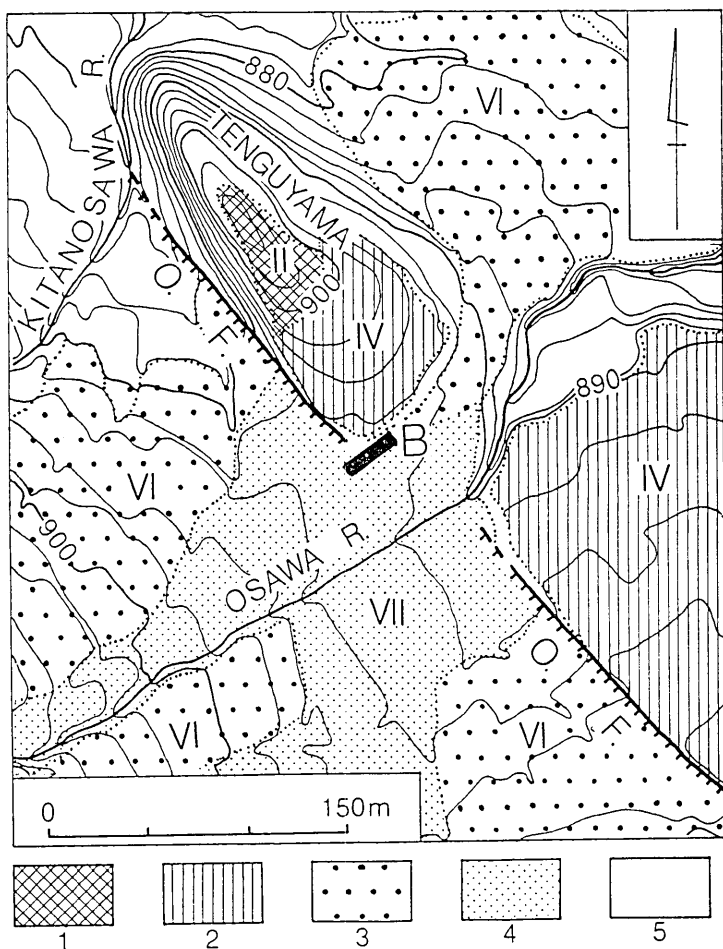


Fig. 5. Geomorphological map of trench B site on the Osawa Fault. Contours follow 1:2,500 town planning map of Chino City (contour interval; 2 m). O. F.; Osawa Fault: Classification of terraces is modified from Sawa, 1985. 1. Terrace II, 2. Terrace IV, 3. Terrace VI, 4. Terrace VII, 5. alluvial lowland and slopes. Terrace II is covered by the Pm-I pumice and younger tephra. Terrace IV is by the Pm-IV pumice and younger tephra. Others are not covered by tephra.

をふさぐような位置にある。中山の最高点は標高 1004 m で西側の扇状地面より約 30 m 高い。中山の幅は約 300 m, 長さは約 800 m である。中山は、横断面形、縦断面形ともに非対称で、北および西側の斜面がそれぞれ南および東のそれよりも急である。澤 (1985) によると、中山の頂部の平坦面は II 面 (Pm-I 軽石層降下以前の形成)、その西の扇状地は Pm-IV スコリア層を含む火山灰層におおわれる IV 面である。中山の西斜面基部には地形的にみかけ上東上がりの活断層があるとされている (澤, 1985)。この断層を本稿では若宮断層とよぶ。若宮断層西側 (低下側) での新しい堆積物による埋積、ないしは小流の側方侵食などを考慮すると、中山西縁の急斜面下が断層の正確な位置を示すとは限らず、若宮断層の位置は急斜面基部よりも多少西または東にずれている可能性もある。したがって、トレンチ内に若宮断層を掘り当てるために、中山のほぼ中央部で、中山の西斜面とその西方にまたがるようにトレンチの位置をきめた。そのため、A トレンチは山林として利用されている丘陵斜面、水田である扇状地面、両者の境界部の小道などを横切っている。

B トレンチ (Fig. 5, 7) : Fig. 5 は大沢川付近の地形面の区分と断層の位置を示したものである。大沢川の左岸には北西-南東方向の長い小丘 (天狗山) がある。これは、その長軸の方向の他、東に低下する扇状地の前面に突出していること、小丘の北および西斜面が南および東斜面と比べて急で、非対称な縦・横断面形を示すことなど、中山とよく似た地形を示し、その西縁に活断層が推定されている (澤, 1985)。しかし、その推定断層の南方延長にある大沢川左岸の段丘面 (火山灰におおわれない VII 面) には変位地形がみられないが、さらに南の大沢川右岸には北西-南東方向の比高 3 m の直線的な西落ちの低断層崖がある (岡山, 1969, 澤, 1985)。その低断層崖下はより新しい堆積物で埋められて



Fig. 6. Oblique airphoto of Nakayama hill, a bulge striking northwestward. Arrow indicates the location of trench A on the Wakamiya Fault, which was geomorphologically estimated to be located on the base of the western slope of the hill. Above: slope of Yatsugatake Volcano.



Fig. 7. Oblique airphoto of Tengu-yama hill, looking from the east. Arrow indicates the location of trench B on the Osawa Fault, geomorphologically estimated on the base of the western slope of the hill. Above: northern foot of Akaishi Mts..

いる。これらの地形から推定される一連の断層を本稿では大沢断層と呼ぶ。大沢川右岸の低断層崖は、地形的に最も明瞭で、かつ比較的若い地形面をきっている。しかし、低断層崖上に水路が通っていたため掘削は不可能であり、その北方延長上にある大沢川左岸の段丘面上の休耕田を掘削地点とした。

大沢川の右岸および左岸での大沢断層のトレースは互いに直線状にはつながらない。したがって、上記の両トレースが湾曲しつつ連続するものか、または互いに雁行する関係にあるのかをきめ難い。そこで、南北両トレースの延長がともにトレンチ内に入るようにトレンチの位置を決めた。

3. トレンチの規模・形状および壁面のスケッチ

A, B 両トレンチの規模そのほかトレンチ調査の概要を Table 1 に、トレンチの規模と形状を Fig. 8, 9 に示す。

A トレンチ：A トレンチは東半が斜面にかかるため東端の広い平面形をもつ (Fig. 6, 8, 25)。トレンチの長さは最大 23 m, 幅 9 m (南西部) ~ 19 m (北東部)、深さは扇状地部分で 3 m, 中山の斜面部で最大 8.2 m である。トレンチの長軸は断層に直交して北東-南西方向であるが、トレンチの延長方向のうち、北西および南東側の壁面を便宜上それぞれ北 (N) 面, 南 (S) 面, それと直交する両側壁面をそれぞれ西 (W) 面, 東 (E) 面と呼ぶ。A トレンチが中山の西斜面をきる所では、トレンチ壁を犬走りを境に 2 段に分けた。壁面の勾配は 45° であるが、E 面のみ 60° である。また、壁面の観察をほぼ終了したのち、E 面に四つの小規模な縦長の溝を彫り込んだ (幅 70 cm 前後, 奥行き最大 1.5 m, 高さ 3~6 m)。これらを北から順に MT-1, MT-2, MT-3, MT-4 と呼び、それらの

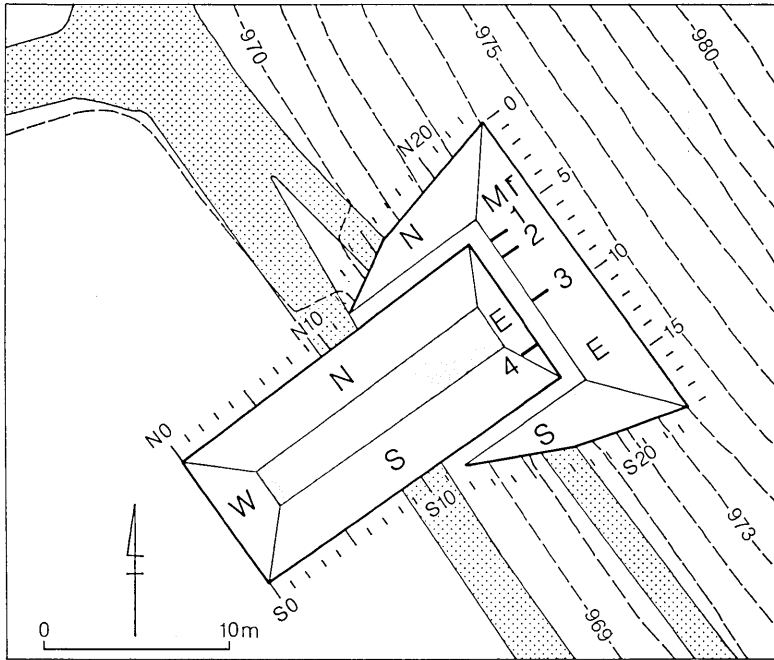


Fig. 8. Plan of trench A. Contour interval is 1 m, drawn by survey with a theodolite. N, S, E and W are the name of trench wall and numerals following them are the grid numbers. Coarse dots show tracks and fine dots indicate the trench bottom.

壁面について観察を補足した (Fig. 26).

B トレンチ：大沢断層の方向に直交する北東—南西方向のトレンチで (Fig. 27)，長さは 32 m，幅は 10 m，深さは 3.2 m である。A トレンチの場合と同様にトレンチの北西側および南東側壁面をそれぞれ北 (N) 面，南 (S) 面，それに直交する面をそれぞれ東 (E) 面，西 (W) 面と呼ぶ。なお埋め戻しの直前に，より西方における断層の有無を確認するために，さらにトレンチを西へ 4 m 延長して観察した。この部分は Fig. 9 で破線で示され，その壁面を S_2 ， W_2 面とよぶ。なお，北西壁面は上記の N 面と一連であるので新しい呼称は設けていない。壁面の勾配は S_2 面が約 50° ， W_2 面が約 75° ，その他は 45° である。

トレンチはパワーシャベルで荒削りした後，シャベル，ねじり鎌を用いて人力で平滑に整形した。各壁面で 1 m 毎の目盛りつきの水糸を左右 1 m 間隔に張り，壁面に 1 辺 1 m のグリッドを設けた。なお，各グリッドの縦軸（深さ方向）は各法面上での長さである。以下の記載では壁面上の位置を [S30-1, N3-2] などのように壁面略号に数字を付して示す。ハイフンの前の数字は各トレンチの西端の基準点からの水平距離，ハイフンの後の数字は地表付近の縦方向の基準線から法面の傾斜方向に測った距離（いずれも単位はメートル）である。なお，垂直方向の起点は A トレンチでは S 面東端起点 [S23]，標高 963.57 m，法面勾配の異なる E 面については [19] の上端付近（標高 972.43 m）とした。B ト

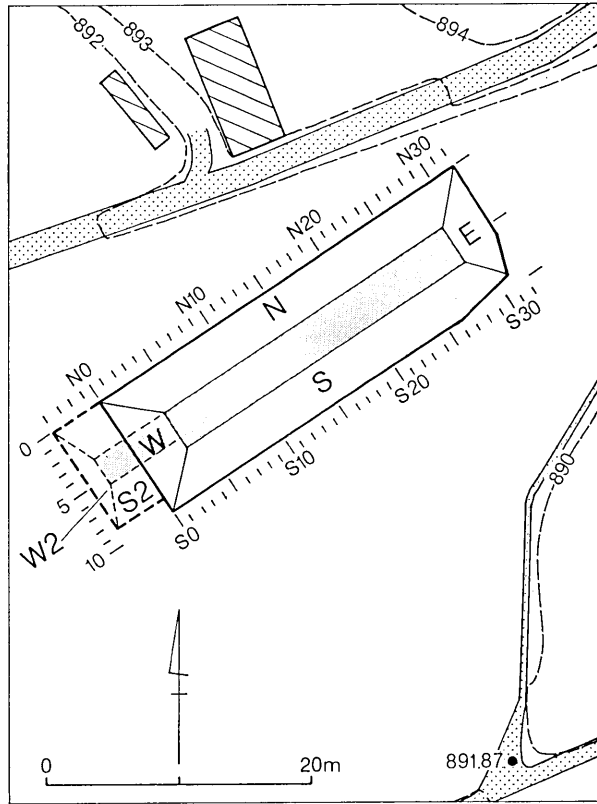


Fig. 9. Plan of trench B. Contour interval and symbols are the same as those in Fig. 8. Squares with oblique lines indicate sheds.

レンチではどの壁面についても [N0] 上端, 標高 891.59 m の点を基準点とした。

トレンチの観察にあたっては, 箒による清掃および河川から汲み上げた水によるクリーニングを行い, 全ての壁面において, 原則として縮尺 1:25 で露頭のスケッチを作成した。それらは巻末に Plate I, II, III として示してある。本報告に必要な部分スケッチは適宜関連部分に示した。

IV. B トレンチの調査結果

本稿では, 調査の結果, 断層の活動期が比較的明瞭となった B トレンチを先に記載する。

1. 地層の記載

B トレンチの壁面に露出した地層は, すべて未固結で, 礫・砂・シルト・腐植土などからなる (Fig. 33, 34)。その大部分は, トレンチの南側を流れる大沢川 (Fig. 5) によってもたらされた赤石山地起源の河成堆積物である。一部には, 湿地性の環境下で生じた泥炭層や, 離水した河成堆積物上に形成された黑色腐植土層もある。このような地層を, 主として層相の違いによって細かく区分した (Plate III)。その上で, それらを断層運動の

[Fault]

Western side		Eastern side
1a		H1
1b		⋮
2		⋮
3	3a	⋮
	3b	⋮
4a		H1 H2
4b		⋮
4c		4bc
		⋮
		H3
		⋮
		5a
		⋮
		5b
		⋮
		6

Fig. 10. Sequence of strata in the eastern and western part of trench B.

識別やこの付近の地形発達史考察のために直接必要でない場合は統合し, 上位のものから順に 1a, 1b, 1b', 2, 3a, 3b, 4a, 4b, 4c, 5a, 5b, 6 層と名付けた (Plate III, Fig. 10). ただし, 離水した河成堆積物の表面に形成されたとみなせる腐植土層については, 別扱いとし, 上位のものから順に H1, H1', H2, H3 層と呼ぶ. Fig. 10 は, これらの地層の名称とそれぞれの層位関係を模式的に示したものである. 各層の露出状態が一覧できる図として Fig. 11 を示す.

断層帯は [N3] 付近, [S2~3] にあらわれ, これを境にして地層の様子は著しく異なる

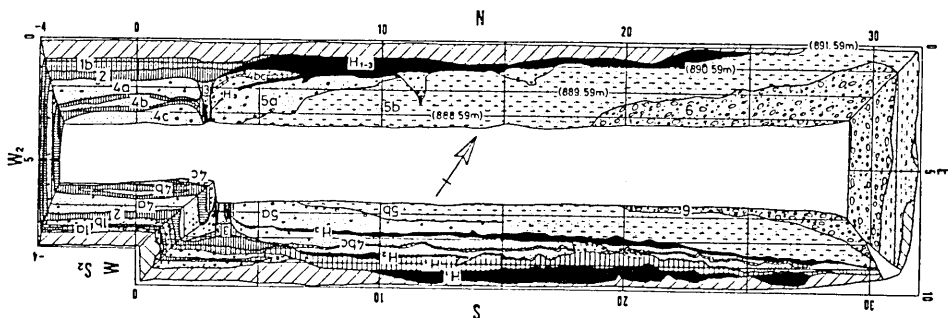


Fig. 11. Geological sketch of each wall of trench B, projected onto a horizontal plane. 1a. gravel, 1b. peat, 2. peat, 3. peat, 4a. silt and gravel, 4b. peat, 4c. peat with sand and gravel, 4bc. sand and gravel with humic soil, 5a. sand and gravel, 5b. sandy silt, 6. gravel, H(1, 1', 2, 3, 1-3). humic soil.

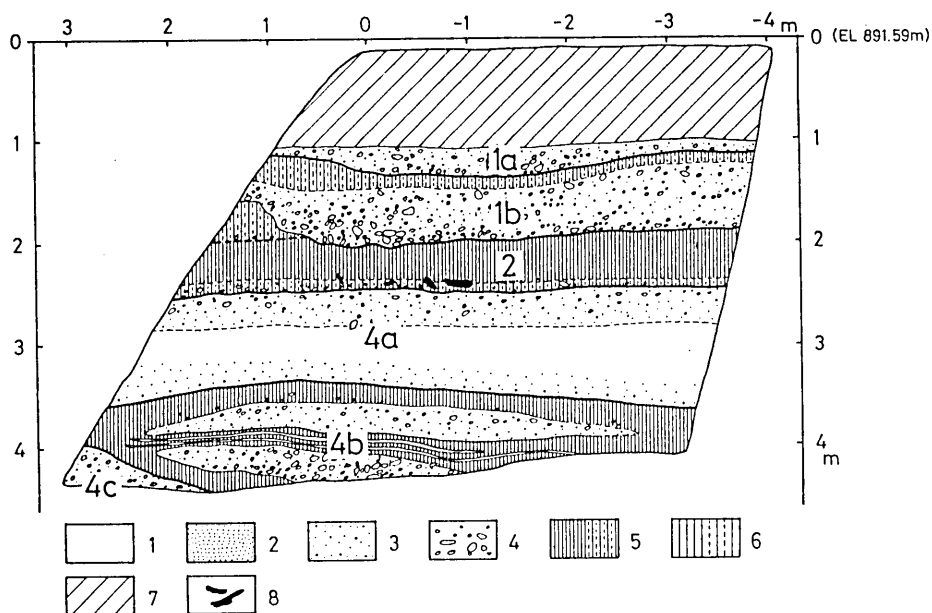


Fig. 12. Sketch of S2 wall of trench B. 1. silt, 2. fine sand, 3. medium~coarse sand, 4. sand and gravel, 5. peat, 6. humic soil, 7. artificial fill, 8. wood

Table 2. ^{14}C ages of samples

Sample No.	Location	Bed	Material	Code No.	^{14}C age (y. B. P.)
C6	AS 4.28-1.30	1	Soil	I-13457	4990±105
C4	AS 4.30-1.88	1	Soil	I-13455	6910±115
C5	AS 4.25-2.38	1	Soil	I-13456	9030±160
S7	BS 3.45-1.55	1b	Peat	I-13703	650±80
S13	BS 2.35-2.40	2	Peat	I-13459	1130±80
S11	BS 3.50-3.00	3a	Peat	I-13458	1290±80
S20	BS 3.55-3.50	3b	Wood	I-13471	1750±85
BW1	BN 1.20-3.10	4a	Wood	I-13473	3550±95
B6	BW 5.35-3.60	4b	Peat	I-13472	6470±120
BW2	BN 0.70-4.60	4c	Wood	I-13474	8640±140
S15	BS 7.25-2.85	4bc	Soil	I-13704	9080±150
S16	BS 7.25-3.00	4bc	Soil	I-13470	8960±150
S18	BS 4.50-3.75	5a	Soil	I-13721	17730±530
B19	BN 4.35-4.65	5a	Wood	I-13724	14000±1200
S1	BS 11.35-0.95	H1	Soil	I-13700	3960±170
S4	BS 11.35-1.50	H1'	Soil	I-13701	4170±110
S5	BS 10.25-1.75	H2	Soil	I-13702	5440±110
B7	BN 5.00-2.65	H3	Soil	I-13722	9330±180

る (Plate III, Fig. 10~12). すなわち，断層帯より西側では，泥炭層を何枚も含む比較的新しい河成堆積物 (1a 層~4c 層) がトレンチ底までつづくのに対し，断層帯の東側では，河成堆積物 (4bc, 5a, 5b, 6 の各層) は，泥炭をほとんどはさむことなく，層序的にもそれらは断層帯西側に露出した地層群の下部またはそれより古いものであり，西側の 4a 層以上にあたる河成堆積物はみられない。それにかわってこの部分のみに H1~H3 層が発達する。

本トレンチでは，各層の形成年代の推定に手掛りとなる考古遺物や火山灰層は見出されなかった。そこで，採取試料の中から主な層位を代表する計15の試料を選び，テレダイン・アイソトープ社に委託して ^{14}C 年代測定を行った。その結果を Table 2 に示す。これで明らかのように，トレンチ壁面に現れた地層の大部分は更新世末期から完新世にかけての時期に形成されたものである。

[1a 層：青灰色礫層]

上部 10 cm は黄橙色を呈する。径 5 cm 以下の亜円~亜角礫を主とする礫層で，ごく薄いシルト~砂のレンズを挟む部分もある (Plate III, Fig. 12, 14)。本層は，S, W, S2, W2 の各壁面で，最上部の人工攪乱層のすぐ下にあり，S 面では，少なくとも 40 cm の層厚をもち，壁面西側から断層帯を越えて，[S6.5] 付近まで分布する。本層の下面は，泥炭層である 1b 層と接し，その境界面は明瞭である。

[1b 層：暗褐色~黒褐色泥炭層]

未分解の植物遺体からなる厚さ 35~70 cm の泥炭層であるが，中~上部に小・細礫層が，また，基底部には特徴的な灰白色シルト層 (厚さは 3~4 cm) がみられることがある。本層は [N6]，[S6.5] 以西に分布し，W₂, S₂, W, S の各壁面では，1a 層の下位に，N 面においては，人工攪乱層の直下にあらわれている。本層の下面は，やはり泥炭層である 2 層と接する。その境界は明瞭でない部分もあるが，層相・色調の違いおよび本層の基底部を特徴づける上記の灰白色シルト層を手がかりに，両者を区別することは十分可能である。本層最上部の ^{14}C 年代は 650±80 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14)。

[1b' 層：礫混じりの暗褐色腐植土層]

[S5~7] 付近のみに分布する小・細礫混じりの砂質腐植土層で，1b 層中に位置し，西に向かって尖滅する。層相的には，むしろ後述する H1' 層によく似ており，一見その続きのように見える。しかし，1b 層と H1' 層とは，形成期に著しい時代的隔たりがあり (Table 2)，より若い 1b 層中に介在する本層は，H1' 層から区別されるべきものと考え，礫の含まれ方の違いなどに注目して両者の境を Plate III のように推定した。

[2 層：茶褐色~黒褐色泥炭層]

未分解の植物遺体がほぼ水平に重なる泥炭層である。一般に下部は茶褐色を呈し，大きな植物片が密集する。基底部には小・細礫が多く含まれる。本層は [N3.8]，[S6.3] 以西にみられ，その東端部では，後述する 4bc 層やそれをおおう黒色腐植土層 (H1-H2 層) にアバットしている。本層の下面は，一部断層帯付近では 3 層あるいは 3a 層と，その他では，4a 層と接する。4a 層との境界はきわめて明瞭である。泥炭層・腐植土層である 3a 層・3 層との境はやや不明瞭であるが，層相・色調の違いから両者を区分することは可能である。本層の厚さは，薄いところ ([W8]~[S3]) で 15 cm 弱，厚い部分では 60

cm 余りで、場所によってかなり変化する。W 面では、北に向かって厚くなっており、N 面および S 面では、断層帯付近で局部的に厚さを増す傾向がある。本層が 60 cm 余の層厚を示すのはこの断層帯付近であり、ここでは本層全体にわたって小・細礫や砂の混入が目立つ。本層最下部の ^{14}C 年代は 1130 ± 80 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14).

[3a 層：黒褐色泥炭層]

20 cm 程度の厚さをもつ泥炭層で、S 面の断層帯付近 ([S3.2~5.2]) にみられる (Plate III)。下面は 3b 層と接し、その境界は層相・色調から明瞭である。西端は断層で断たれており、断層の西側には、本層の続きとみられる地層は認められない。断層面に沿う部分では、ほかではほぼ水平に堆積した植物片が様に立上っており、本層が相対的な西側隆起の断層運動でドラッグされたことを示す。東端部において本層は、4bc 層にアバットしており、この付近 ([S4] 以東) では暗灰色礫まじり砂質腐植土層となっている。本層最上部の ^{14}C 年代は 1290 ± 80 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14).

[3b 層：暗褐色泥質腐植土層]

大型の植物片や礫を含む泥質腐植土層で、S 面の断層帯付近の巾狭い部分に限って分布する (Plate III)。本層は 25 cm 程度の厚さをもち、直立する断層帯をほぼ水平に切った面上に堆積しており、西端は断層で断たれている。東端においては、4bc 層にアバットしていると推定され、この部分では、礫の混入が著しい。ただし、本層と 4bc 層とは一部断層で接している疑いもある。本層最下部の ^{14}C 年代は 1750 ± 85 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14).

[3 層：暗褐色泥質腐植土層]

本層は、上記の 3a 層や 3b 層、あるいはそのいずれかのつづきにあたると思われるが、その区別が難しい場所では一括して、3 層と呼ぶ。一般に小・細礫をまじえた泥質の腐植土層で、N 面では、断層帯付近 ([N2.4~3.3]) において認められる (Plate III)。厚さは 60~65 cm で、直立した構造を示す下位の断層帯を水平に近い境界面でおおい、西端は断層で断たれ、4a 層と直接接している。東端部は、4bc 層にアバットしているようにみえる。しかし、本層と 4bc 層との境界面は一部できわめて高角であるので、両者は断層関係にある可能性も考えられる。

S 面の [S1.8]~[S3.3] においても、3 層が存在する。ここでは上位の 2 層との境界は明瞭であるが、下位の 4a 層とは、層相・色調とも漸移的で、境は不明瞭である。東端は断層面を介して 3a 層と接している。断層近くでは約 30 cm の厚さを示すが、[S2] 付近から西では急に薄くなる。

[4a 層：青灰色礫~シルト層]

本層の中~下部は、概して細砂~シルトからなる (Plate III, Fig. 12, 14)。暗灰色腐植土の薄層をはさむことがあるが、礫はほとんど含まれない。しかし、上部は、径 10 cm 以下の歪円~歪角礫を主体とする礫層である。細砂~シルト層から礫層への移り変わりは漸移的で、両者の境界は不明瞭である。中~下部に大きな樹幹片が点在することも本層の特徴の一つである。本層の下面は 4b 層と接しているが、その境界は層相的にも色調的にもきわめて明瞭である。本層は断層帯の西側において認められる。断層帯近くでは、数 10 cm の厚さであるが、西方に向かって明らかに厚さを増し、N 面西端で約 1 m となっ

ている。

W面とS面が交わるコーナー付近では、本層上部の礫層の一部が、中～下部の砂～シルト層部およびその下位の4b層までを削り込んで厚く堆積している (Fig. 38, 40)。この部分の礫層は、層厚が110 cm 余もあり、小・細礫主体の下部から径10 cm 以上の礫を含む淘汰の悪い中部、そして泥質の上部へと、上下の層相の変化が著しい。

本層中部の¹⁴C年代は3550±95 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14)。

[4b層：黒色泥炭層]

小・細礫混じりで、分解のかなり進んだ泥炭からなり、表層部は、黒泥土となっている。下部は、一般に暗灰色を呈し、泥炭や細砂、シルトの薄層が互層をなす。中～上部には、青灰色の小・細礫層がはさまれていることがある。本層は、断層帯の西側に分布し、層厚は40 cm 前後であるが、砂礫層をはさむ部分では厚さを増し、約70 cm の層厚を示すところもある。本層の下面は4c層と接しており、その境界は明瞭である。

本層中部の¹⁴C年代は6470±120 y. B. P. である (Table 2)。

[4c層：青灰色砂礫層・暗褐色泥炭層]

断層帯より西側で、4b層の直下からトレンチ底までの間にあらわれている地層を一括したもので、下限はわからない (Fig. 12, 14)。泥炭層が主体をなすが、砂礫や砂の薄層をはさむ。泥炭は、一般に植物組織の識別が十分可能な未分解の状態にある。なお、W面に露出する4c層は、少なくとも65 cm の厚さを示すが、その大部分は径数 cm 以下の亜円～亜角礫が主体で、暗褐色の泥炭のレンズをはさむ青灰色礫層となっている。この礫層は、層位的には本層の最上部に位置し、それより下位の泥炭層を深く削り込んで堆積したもので、N面における露出状態からみて、断層帯に沿って巾狭く分布するにすぎない。N面でこの礫層の下位約30 cm に位置する泥炭層 (Fig. 14) の¹⁴C年代は8640±140 y. B. P. である (Table 2)。

[4bc層：腐植層をはさむ黄灰～青灰色砂～礫層]

本層は、上述の4b層とその下位の4c層の一部まで含む層に対比されるが、細分してそれぞれに対比することが困難なため、このような呼びかたをする。シルト層や腐植土層をはさむ砂層～礫層で、場所によっては上下方向に層相が著しく変化する (Plate III)。下面は明瞭な境界をもって後述のH3層と接する。上面はH2層やH1'層と接するが、それらとの境界は一般に明瞭でない。本層は、みかけ上西に傾くH3層上面に西側からアバットしている。

N面では、本層は[N3]から[N7.5]までの狭い範囲に露出している。ここでの本層は径数 cm 以下の亜円～亜角礫を主体とした青灰色の礫層であるが、その中部には、厚さ5～15 cm の暗灰色腐植質シルト層がはさまれている。本層の層厚は最大で65 cm 余りであるが、東方に向かっては次第に薄くなり、[N7.5]付近が分布東端となっている。一方、西端は断層で断たれ、[N4]付近から西側では、断層に向かって撓み下るように変形している。

S面では、本層は、壁面東端から断層帯まで連続して露出しており、その厚さは、東で薄く(20～30 cm)、西で厚くなり、最大約80 cm となる。上部は砂礫質で、主として径1～2 cm の亜円～亜角礫と粗砂からなるが、[S24～27]付近のように径数 cm 以上の礫

をも含むきわめて礫質な部分もある。中部は黄灰色 ([S9~10] 以西では青緑灰色) の砂質シルト~シルト層からなるが、その中ほどには、連続性のよい暗褐色腐植質シルト層 (厚さは一般に数 cm, ただし [S10] 付近からは西方に向かって厚さを増し, [S6.5] 付近では 15 cm を越える) がみられ、それより下位では、小・細礫、砂の薄いレンズが頻繁にはさまれている。下部には、礫や砂のレンズをしばしばはさむ暗褐色腐植質シルト層, [S7.5] 以西では最下部に黒褐色泥炭層がみられる。S 面では、このように層相を異にする上・中・下部が、西に向かって緩く傾斜する H3 層上面に西側から順次アバットしており、4bc 層自身も緩やかな西傾斜を示す。[S5] より西側では、西に向かって撓み下るように変形しており、西端は不整合面をもって 1b 層~3b 層と、一部は直接断層面に接している。なお、[S11.5] 以西において、本層中部にはさまれる暗褐色腐植質シルト層はきわめて不規則なうねりを示す (Plate III, Fig. 34)。本層をおおう H1' 層・H2 層との境界もこの部分では不規則な凹凸をもち、[S13~14] 付近においては、本層上部を構成する礫層の一部が上位の H1' 層に下方から突き刺さり、割り込むように分布する特異な構造も認められる。すなわち [S11.5] 以西においては、本層中~上部から本層をおおう H2 層そして H1' 層下部に至る部分の構造が、二次的に著しく乱されている。

S 面で本層最下部に位置する黒褐色泥炭層の ^{14}C 年代は 8960 ± 150 , 9080 ± 150 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14)。

[5a 層: 青灰色砂礫~礫層]

一般に青灰色を呈し、径数 cm 以下の亜角礫・粗砂からなり、砂・腐植土の層をはさむ。径 20 cm 以上の亜角~亜円礫を含み、きわめて淘汰の悪い礫層を含む部分もある。本層は、断層帯の東側にのみ分布し、後述する 5b 層を削り込み、その上に堆積している。

N 面では、断層帯から [N11] 付近までの間に露出し、その中部と下部に顕著な砂の層がはさまれている。本層は、5b 層を切り込んだ凹みを埋めて堆積しており、[N5] 付近では厚さ約 95 cm であるが、[N7] 付近で急に薄くなり、それより東では層厚をさらに減じ [N11] 付近で分布がとだえる。本層の西端は断層で断たれている。断層に接する巾約 1 m の部分では、本層下部は乱れた複雑な構造を呈し、断層帯に向かって下方に折り曲げられるように変形している。しかし、本層上部 (中部にみられる細砂層以上) は、西端部のみ西へ撓んでいるが、おおむねほぼ水平な構造を示し、下部層とは様相を異にする。なお、[N6.5~8] においては、本層上面から西側下方に向かう割れ目の跡が認められる。この部分では、クサビ状に礫が集中し、空隙が多く腐植土化が著しい (Plate III, Fig. 13)。

S 面でも、本層は断層帯に接してその東側にあらわれており、断層帯近くでは少なくとも 110 cm (下限不明) の厚さをもつ。[S6.5] 付近からは東に向かって次第に薄くなり、[S12] 付近で約 45 cm になったのち、[S16] 付近で分布がとだえる。[S9] 以西の厚い部分では、基底付近に大・巨礫がみられ、本層の中~下部はきわめて淘汰の悪い礫層となっている。

S 面で本層上部に挟まれる腐植土層および N 面で本層最下部付近より採取された小木片について ^{14}C 年代測定を行ったところ、前者は 17730 ± 530 y. B. P. 後者は 14000 ± 1200

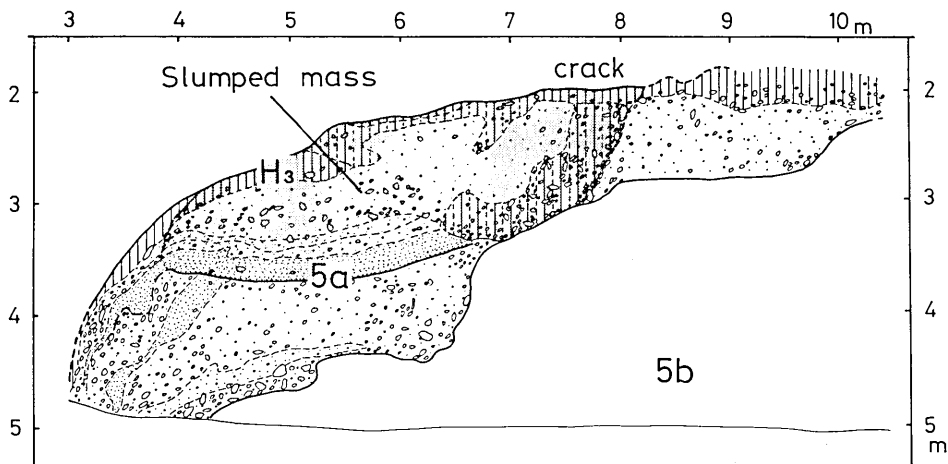


Fig. 13. Sketch of slumping structure in the bed 5a near the buried fault scarp on North wall at trench B.

y. B. P. であった (Table 2, Fig. 14).

[5b 層: 礫層をはさむ灰褐色砂質シルト層]

大小の礫をまじえる厚い灰褐色砂質シルト層で, 大・巨礫 (亜角~亜円礫) を含む, きわめて淘汰の悪い礫層が部分的にはさまれている (Plate III). 本層は断層帯の東側のみ分布し, N, E, S 面のいずれにも露出する. 本層の上面は, S 面では H3 層, N 面で H1-3 層にそれぞれ接するが, 一般に層相・色調の移り変わりが漸移的で, それらとの境界は不明瞭である. 本層は, 東部においては不整合面をもって下位の 6 層と接しており, 東方に向かうに従って薄くなる. 一方, 西部では, 上述のように不整合面を介して上位の 5a 層と接する. 本層は, 最大 2 m 以上の層厚をもつとみられる.

[6 層: 黄褐色礫層]

黄褐色のシルトや粗砂, 小・細礫で充填されたきわめて淘汰の悪い礫層で, 径 10 cm 以上の亜角~亜円礫を多量に含み, 細砂やシルトの層がはさまれる (Plate III). [N18.5]・[S19.5] 以東で各壁面の下部から中部にかけてあらわれており, 下限は不明. 少なくとも 1.7 m 以上の層厚をもつ. 本層は, その内部構造が二次的に著しく乱されるとともに, 全体として南~南南西に向かって傾斜している.

[H1 層: 黒色腐植土層]

径 1~10 cm の亜角~亜円礫が点在する砂質の黒色腐植土層で, 小・細礫, 粗砂層をレンズ状にはさむことがある (Plate III, Fig. 34). [S9.5] 以東で壁面上部に見られるが, その上部は人工的な攪乱を受けており, 本来の上面は確認できない. 本層の下面は後述する H1' 層, 一部で 4bc 層と接しており, その境界は一般に明瞭である. しかし, 東方に行くに従って不規則な凹凸がみられるようになり, やや不明瞭な部分もある. 本層は最大約 80 cm の層厚をもつ. 本層最下部の ^{14}C 年代は 3960 ± 170 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14).

[H1' 層：暗褐色腐植土層・灰褐色砂礫層]

礫まじりの暗褐色腐植土が主体をなすが、基底部に局部的に顕著な砂礫層がみられる。S面の[S7]以東に分布し、[S17]付近までは、径数 cm 以下の礫を僅かにまじえるかなり均質な腐植土層であるが、それ以東においては、礫の混入が著しく、径 10 cm 程度のものをも含め多くの礫が不規則にまざっている。[S18~19]と[S20~21]の各部分では、本層基底に、粗砂、小・細礫を主体にし、径数 cm~10 cm 程度の亜円~亜角礫をかなり含む砂礫層が認められ、これは下位の 4bc 層を最大 50 cm 位削り込んだ凹みを埋めて堆積している (Plate III, Fig. 34)。本層の上面は、一部は人工攪乱土層と、大部分は上述のように H1 層と接する。一方、下面は、[S14]以西では H2 層と、それ以東ではより下位の 4bc 層と直接接している。H2 層との境界は一般に明瞭であるが、4bc 層との境は、上述のように二次的に乱されて不規則な凹凸がみられ、明瞭さを欠く部分が多い、本層の厚さは、20~70 cm であるが、[S20]付近から東では東方に向かって次第に薄くなり、[S25]付近で分布がとだえる。本層最下部の ^{14}C 年代は 4170 ± 110 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14)。

[H2 層：黒色腐植土層]

小・細礫をかなりまじえる砂質の黒色腐植土層である。S面の[S7]付近から[S16]付近までの間で分布が認められる。本層の下面は 4bc 層と接するが、両者の境は、層相・色調の移り変わりが漸移的で、不明瞭である。厚さは 10~20 cm, ^{14}C 年代は 5440 ± 110 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14)。

[H3 層：黒色~暗褐色腐植土層]

上部は一般的に黒色、下部は暗褐色を呈することが多い。小・細礫、ときには径 15 cm 程度の大礫を含む。本層直下が礫層である部分では、礫が多く含まれ、直下の層がシルト層である場合にはほとんど礫が含まれないという特徴がある。S・N 両面でそれぞれ断層帯の東側にのみ分布する。本層は、S面では[S29]付近まで連続して分布する。しかし、N面においては、[N8]付近までは追跡できるが、それ以東では、上位に発達する同系統の色調・層相を示す腐植土層に直接接しているため見分けがつかない (Plate III, Fig. 33)。本層の下面は、西部では 5a 層に、東部では 5b 層にそれぞれ接するが、層相・色調の移り変わりが漸移的で、境界面がはっきりしない部分が多い。本層の厚さは、厚いところでも約 35 cm, 多くは 20 cm 前後あるいはそれ以下である。N面では、本層は、5a 層を侵蝕して生じた西向き斜面をおおうように分布する。N, S面いずれにおいても、本層の西端は断層で断たれており、断層帯の東側幅約 1 m の間では断層帯に向かって下方に撓み下るように変形している (Fig. 36, 37)。本層の ^{14}C 年代は 9330 ± 180 y. B. P. である (Table 2, Fig. 14)。

[H1-3 層：黒色~暗褐色腐植土層]

N面 ([N3~25]) の上部、人工攪乱土層の直下にみられる腐植土層群は、S面で識別される H1, H1', H2, H3 層を含むものであるが、細分してそれぞれに対比することが不可能であるため、一括し H1-3 層とよんで記載する。ただし、[N3~7]においては、4bc 層が介在するので、それより下位のものを H3 層、上位のものを H1-2 層として区別できる (Plate III, Fig. 33)。

本層は、一般に上部と下部は黒色、中部が暗褐色を呈し、大小の礫を多くまじえる砂質の腐植土層である。暗褐色を呈する中層部には、径 15 cm 以上の垂角～亜円礫を含む淘汰の悪い礫層・砂礫層がレンズ状にはさまれることがある。このような礫層・砂礫層と周囲の腐植土層の境は一般に漸移的で不明瞭なことが多い。本層の下部あるいは、基底部においても、一部に礫層が認められたり、大・巨礫が集中する部分がある。とくに [N10~12] では、本層下部に顕著な礫層が認められる。この礫層は、本層の最下部、そしてその下位にある 5a, 5b 層までかなり深く切り込んだクサビ状の凹みを埋めて堆積している (Fig. 33)。本層の下面は、5a, 5b 層と接するが、その境は、層相・色調とも漸移的で、不明瞭なことが多い。本層はみかけ上、全体として西方に緩やかに傾斜している。[N7~10] 付近で 90~100 cm の厚さをもつが、それ以東においては、その上部が人工的に切り取られているため次第に薄くなり、[N25] 付近が分布東端となっている。[N3~7] における H1~H2 層は人工攪乱層におおわれ、4bc 層を不明瞭な境をもっておおっている。そして、西端部においては、西に撓み下る変形を受け、かつ、本層を削って生じた西向き斜面を介して 1b, 2 層と接している。

2. 断層帯およびその周辺の構造

1) 断層帯

N 面では [N2~3] 付近、S 面では [S3~4] 付近にそれぞれ顕著な断層帯があらわれた (Fig. 11, 14)。本トレンチでは、この断層帯以外に断層は認められない。露出した断層帯は、天狗山の南西縁を限る崖線のまさに延長上に位置しており (Fig. 5)、これらは、地形学的に推定される活断層—大沢断層—の露頭であると思われる。

断層帯は、幅数 10 cm で、下部の著しい剪断構造の発達する破碎帯の部分と上部の 3 層が充填している凹状の部分からなり、N・S 両壁面を見通した時の走向は、約 N40°W、傾斜はいずれの壁面においてもほぼ垂直であった。

N 面では、断層帯の下部 ([N2.6~3.0—3.4] 以下) に幅 40~50 cm で垂直な剪断帯が認められる (Fig. 14, 36, 37)。この部分では、シルト・砂・礫あるいは腐植土の層が細長く引き延ばされ、複雑にちぎれて薄層状、レンズ状をなす。それらは真横から見ると直立しており、真上から見れば断層線に平行な方向性を示す。このような直立した構造をもつ断層帯を切って、3 層が堆積している。この 3 層もまた、下方からのびてくる断層 F1 (Fig. 14) によって切断され、西側の 4a 層と直接接している。断層 F1 は北東に傾斜する平滑な断層面をもつ高角の断層で、その走向・傾斜は N33°W, 74°NE であった。断層帯の東縁を画する断層 F2 も上方にのび、少なくとも 3 層の一部まで切っているものと思われる。

このような断層帯に東側から 4bc, H3, 5a の各層が接しているが、これらの地層はともに、断層帯ぎわ約 1 m の間において、断層帯に向かって撓み下がり、著しい変形を受けている。一方、断層帯に西側から接する地層群 (4a, 4b, 4c 層) も、断層帯ぎわで、やはり断層帯に向かって撓み下がっている。とくに 4b 層の変形は著しく、同層は断層帯に沿い真下に向かって引きずられ、引き延ばされたような形状を示す。ただし、この 4b 層が断層 F1 に接する部分 [N2.6~2.7—3.2~3.8] においては、同層の一部が断層 F1 に沿って逆にまくれ上がり、みかけ上、上方に引きずられている (Fig. 36)。

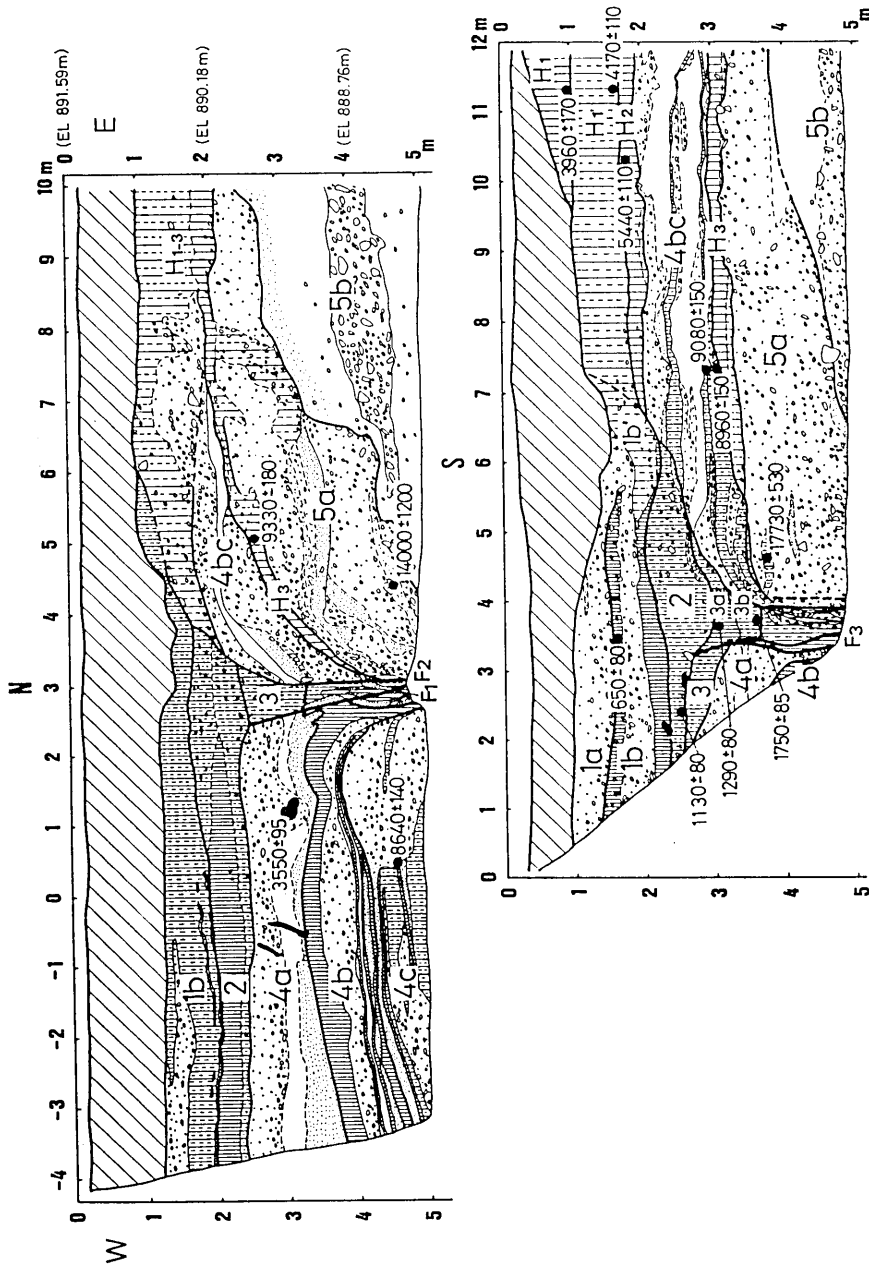


Fig. 14. Detailed sketches of a fault zone at trench B. The original sketch of the South wall is reversed in this figure, projecting onto the North wall, for easy comparison of sketches of both walls. Legends are the same as those in Fig. 12.

S面にあらわれた断層帯の形態は、N面のそれに基本的にはよく似ている (Fig. 14, 38). S面でも [S3.2~4.0] 付近の壁面下部に、直立した構造をもつ顕著な剪断帯が認められ、それはやはり3層 (ここでは3b層) に覆われている。剪断帯の幅は60~70 cmで、N面のそれに比べるとやや広い。そのおおよそ東半分は砂や礫・腐植土の層が薄く何枚にも引き延ばされ、ちぎれて複雑な様相を呈するが、西半分においてはやや幅の広い帯状をなして直立する腐植質粘土および泥炭の層がみられる (Fig. 39). 断層帯の西縁を画する断層 F3 (Fig. 14) は、上方にのびて3 (3a) 層まで断ち切っている。この断層 F3の断層面は、大局的には垂直に近いが、細かく見れば緩やかな凹凸を示し、その走向・傾斜は、[S3.25~2.85] で N33°W, 57°NE, [S3.35~3.3] で N53°W, 52°NE, [S3.3~3.8] で N49°W, 46°SW, [S3.25~4.0] で N65°W, 82°NE と、測定地点によって変化する (Fig. 39). 3a層は、植物遺体が水平に積み重なっていることがわかる泥炭層であるが、同層が断層 F3 に接する幅数 cm の部分においては植物片が一様に立ち上がっている。3a層には、このように同層の一部が、みかけ上、上方に引きずり上げられたことを示す構造が認められるが、一方、同層の一部が断層 F3 に沿い下方に引き延ばされているところも観察される。上述した断層剪断帯西縁に沿って帯状をなす泥炭の層がそれで、これは切れることなく3a層に連続しているように見える。このような断層帯の東側に分布する地層群のうち、4bc層は、断層帯に向かって撓み下がり、その先端は明らかに断層帯内に引きずり込まれ、葉片状にされている。4bc層の下位に位置する5a層はあまり変形することなく、断層帯と接している。

N, S両壁面に露出したこれらの断層帯は、トレンチ床面およびW面の観察により、W面基部に沿って連続することが確認された。N面でみられる4a層の断層帯に向かっての撓み込みは、W面に沿っても観察することができる。W面南端付近では、4a層上部に位置し、下位層を深く削り込んで堆積した礫層の一部が、この断層帯に沿い北西方に引きのばされて、帯状に分布することも観察された (Fig. 40).

2) 断層帯周辺の構造

N・S面の断層帯の東側では、断層帯から遠ざかるに従って、順次より古い河成堆積物があらわれ、一般的にはそれらの上面の高度は高くなり、層厚は小さくなっている (Plate III, Fig. 11). 断層帯の東側に露出したこれらの河成堆積物 (4bc, 5a, 5b, 6層) の上面高度と層厚は、ほぼすべての地層について“N面で高く、薄い”という特徴がみられる (Fig. 15). N・S面は実質的には北東走向の壁面であるので、以上の観察結果は、断層帯より東側に分布する堆積物は、南~南南西に向かって上面高度が低くなり、厚さが増すことを意味する。各層を構成するシルトや砂、砂礫、礫の層あるいはレンズは一般に各層上面に平行した傾きを示すので、各層上面高度の南~南南西方に向かっての低下は、各層自体がその方向に傾斜していることを示すものである。その傾きの程度は、下位の層ほど大きい (Plate III, Fig. 33, 34) が、具体的な数値として表せない。ただし、5a層と5b層については、前者が断層帯に沿う部分 [N3~11], [S4~12] で後者を削り込んだ凹みを埋めるように堆積しており、不整合関係にあるが、両者の傾斜度に差があるか否かは判らない。

以上のように、断層帯の東側にあらわれた新旧の河成堆積物については、一様に南~南

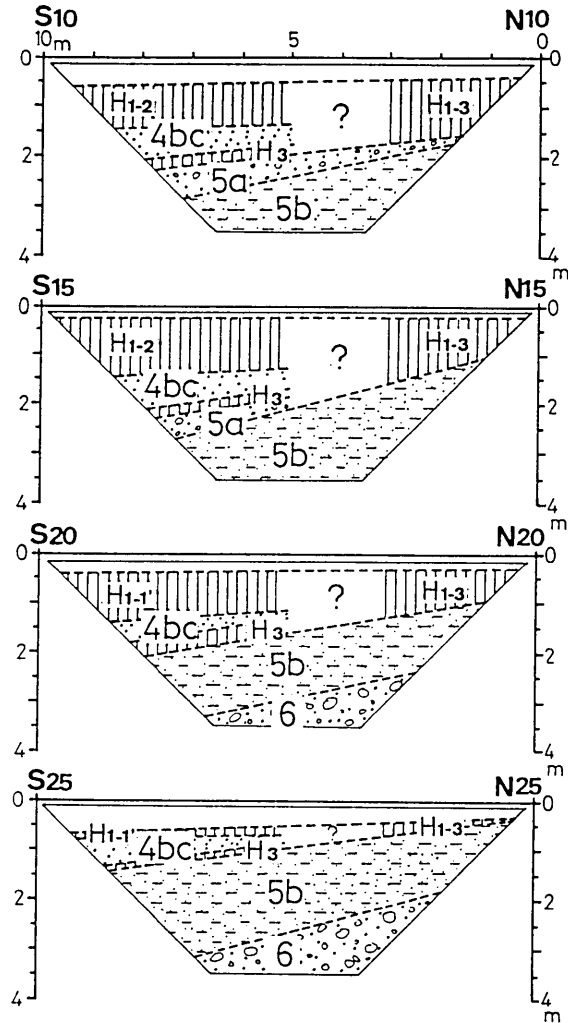


Fig. 15. Profiles across trench B. Broken lines indicate the probable continuation of strata boundaries of strata, observed at North and South wall.

南西方に厚く、かつ、同方向に傾き、その傾きの程度は古いものほど大きいという特徴が認められ、さらにそれらの堆積域は、地層が新しくなるにしたがって順次南～南南西方にずれている。

これに対して断層帯の西側では、地層はほぼ整合に重なっており、顕著な不整合面は認められない (Fig. 35)。ここで唯一注目される構造は、4b, 4c 層が示す背斜構造である。すなわち、断層帯西側で壁面下部にあらわれた 4c 層と 4b 層は、[N0]—[S0] 線をおおよその軸として緩やかな背斜構造を形成しており (Fig. 11, 12, 14)、その西翼はみかけ上 N 面で $11^{\circ}\sim 12^{\circ}$ 、 S_2 面で $4^{\circ}\sim 5^{\circ}$ 、東翼については N 面で水平に近く、 S_2 面では約 7°

の傾きを示す。この背斜構造は、削剝をうけることなく 4a 層によって埋められており、4a 層の上には 2 層, 1b 層, 1a 層が、順次水平に累重している。なお、[N0.5~2.5] では、4c 層上面に [N1.7] 付近を中心とした膨らみが認められ、上位の 4b 層はそこで薄く、これを埋めているが、4c 層上面の形状が変形によるものか否かははっきりしない。

3. 断層運動の時期と性質

1) 断層運動の認定

壁面で観察される、a) 地層と断層の切った・覆われたの関係、あるいはまた、b) 断層変位に伴って変形した地層とそれを覆う地層の傾斜不整合関係、などを主な手掛りとして、断層運動の時期の識別を行い、以下の 5 つのイベントの存在を認めた。

[イベント A]: 2 層堆積前/3 層堆積後

このイベントは、3 層およびそれ以下の地層群が断層で切断され、ずれを起こしていること、一方、2 層およびそれ以上の地層群は断層変位を受けた様子がなく、断層変位構造を覆っている (Fig. 14) ことから推定される。

まず、N 面の [N2~3] 付近で、3 層は F1 断層面をもって 4a 層と接しているが、その構造を 2 層以上が異常なく覆っていることから、このイベントの存在を認めることができる。S 面でも、[S3~4] 付近において同様な構造を観察することができる。ここでは、3a 層までが断層 F3 によって切断され、みかけ上東落ちに変位しているが、それを覆う 2 層には断裂は及んでいない。2 層は断層 F3 付近から東側で厚さを増しているの、断層運動の時期が必ずしも 2 層堆積前に限定されるものではないとの可能性が考えられる。しかし、すでに指摘したように、3a 層には、同層が断層 F3 に沿ってひきずりを受けたことを示す内部構造が認められるが、2 層は、断層 F3 の上方延長部はもとよりいずれにおいても明らかに水平な堆積構造を示し、それに二次的な乱れは生じていない。このような諸事実から、2 層は断層運動によって生じた 3a 層上面の起伏を埋めて堆積した地層であるとみなすことができる。

2 層と 3 層 (S 面では 3a 層) とは、互いに似た泥炭層であり、そして、顕著な侵食面を介することなく接しているので、両者の間には大きな堆積間隙はなく、したがって、この間に断層変位が何度も繰返された可能性はほとんどないと考える。

このイベントは、本調査で識別されたイベントの中で最も新しいものであり、大沢断層の最新の断層運動を示す。

[イベント B]: 3b 層堆積前/4a 層堆積後

N 面で 3 層, S 面では 3b 層がともに直立した内部構造をもつ剪断帯をほぼ水平に覆うとともに、その東側では断層帯に向かって撓み下がる 4bc 層にアバットしている (Fig. 14) ことから、4bc 層堆積後 3b 層堆積前に断層運動があったと考えることができる。3(3a+3b) 層は、断層帯とその付近にだけ分布しているので、このイベントにより生じた地表起伏に応じて堆積したものと思われる。すなわち、4a 層堆積後 3(3b) 層堆積前に本イベントが推定される。

[イベント C]: 4a 層堆積前/4b 層堆積後

断層帯の西側で、4b 層までがつくる背斜構造を 4a 層が埋積している (Fig. 14) ことから、このイベントの存在が推定される。

4b 層およびそれ以下の地層群にみられる背斜構造は、断層帯と似た方向性をもってそのすぐ西側に認められ、東翼の変形はそのまま断層沿いの著しい地層の撓み下がり構造に移り変わっているため、大沢断層の活動によって生じたものである。これを覆う 4a 層は同様の変形を受けている様子はない。4a 層の中～下部を特徴づけるシルト～細砂層が、背斜の頂部で薄く、その両翼で厚く堆積しているため、4a 層は背斜構造の形成後、それを埋めて堆積した地層であることは明らかである。背斜をなす 4b 層の上面は滑らかで、そこには削剝を受けた形跡は認められない。背斜構造形成後直ちに 4a 層の埋積が開始されたものと思われる。

[イベント D]: 4bc 層堆積前/5a 層堆積後

断層帯の東側で、逆傾斜（西傾斜）する 5a 層を 4bc 層が覆っている (Plate III, Fig. 11, 14) ことから、このイベントの存在が推定される。

S 面では、5a 層の上面およびそれに沿って発達する H3 層はみかけ上南西方へ緩く傾斜している。この付近が赤石（入笠）山地北東側の扇状地帯にあたることを考慮すると、このような地層の南西傾斜は、“逆傾斜”を意味し、断層運動に伴って生じた構造とみなすことができる。5a 層とともに南西に傾斜する H3 層の上面に 4bc 層がアバットしていることから、H3 層と 4bc 層の間に本イベントの存在が推定される。ただし、H3 層は離水した 5a 層の表面に、その表層構成物あるいは新たな風成堆積物を母材にして形成された腐植土層であるため、断層運動は、H3 層の形成前か形成後のいずれか、あるいは、その両方で起こった可能性も考えられる。

N 面の [N5~7] でも、西に傾く H3 層に西側から 4bc 層がアバットしている (Fig. 14)。すなわち、H3 層の形成に先立って断層線付近に急崖地形が存在していたことがわかる。この崖地形は、断層線沿いに位置し、西（山地）に崖面を向けているため、大沢断層の東側隆起の活動に伴って生じた逆向き低断層崖である可能性が大きい。このことは、前述した崖地形の形成直後、断層帯の東側で 5a 層の離水が起こり、H3 層の形成が始まったことと調和する。したがって、イベント D は、5a 層堆積後で H3 層形成前の時期にあった可能性が高い。

[イベント E]: 5b 層堆積前/6 層堆積後

断層帯の東側で、5b 層とその下位の 6 層は、ともに南～南南西に逆傾斜している。N 面東部に注目すると、この付近では、6 層がみかけ上南西へ 15° ~ 20° 傾くのに対して、上位の 5b 層の傾斜は 10° 以下であり、両者の傾きに明瞭な差があることがわかる (Fig. 11 Plate III)。このように 5b 層と 6 層とが傾斜不整合関係にあることから、本イベントの存在が推定される。

[その他]

上述のイベント A~E とは別の断層活動の存在を示唆する以下のような情報もあった。

N 面の [N1.7] 付近を中心にして [N0.5~2.5] の間で認められる 4c 層上面の膨らみ (Fig. 14) が背斜状変形の結果である可能性がある。その場合には、上位の 4b 層は、その背斜部で薄いことから、この 4c 層がつくる背斜構造を埋めているとみなすことができ、4c 層堆積後 4b 層堆積前の時期に断層運動があったことになる。なお、[N1.7~2.5] における 4c 層上面は、同層中の腐植土層とともに東傾斜を示すため、確かに変形を受け

ている。しかし、ここでは 4b 層もそれと同じように変形しているので、これらは 4b 層堆積後の断層運動で生じたものである。4c 層上面が [N0.5~1.7] で緩やかな西傾斜を示すが、その成因が断層運動に伴う変形結果であるか否かの決め手はない。4c 層上面が膨らんでいる場所 [N0.5~2.5] は、同層最上部の厚い礫のレンズが発達する部分に一致しているので、4c 層の上面の形状は、単にこの礫層の堆積時に生じた表面形態をあらわすものとも考えられる。

2) 断層変位の様式

大沢断層は、既述のように、東西方向の圧縮応力場に支配された地域内にあって、北西—南東方向の走向を示すことから、左横ずれ断層と推定される。トレンチ壁面にあらわれた断層は、極めて高角な断層面をもち、形態的にそれに調和するものであった。そして、横（左）ずれの証拠もいくつか見出された。以下、各イベントごとに、その変位の様式や量について吟味する。

[イベント A]

イベント A でおもな動きを示したのは、断層 F1, F3 であり、この断層変位を受けた地層は 3 層までである (Fig. 14)。S 面をみると、3 層（ここでは 3a 層+3b 層）の基底面は断層 F3 を境にして東落ちに食違っている。断層 F3 の東側に位置する 3a 層中には、断層 F3 に沿いその一部がみかけ上引きずり上げられたことを示す構造が観察された。N 面では、西側の 4a 層が F1 断層面をもって 3 層と接している。これらの事実、一見、N 面でも S 面でもイベント A において西側隆起の上下変位が生じたことを示している。しかし、次に述べるように、これらは断層の横ずれ変位により生じたみかけの構造で、少なくとも N 面付近では、上下変位のセンスはむしろ逆であったと思われる。

イベント A で左横ずれが生じたことを示すものとして、次の二つの形態がある。すなわち、a) W 面南端で、層位的には 4a 層上部に、断層帯を横切る方向のチャンネルに堆積した礫層が認められる (Plate III, Fig. 11) が、この礫層の一部が断層帯に沿って北西方に少なくとも数 10 cm ひきずられて分布していること (Fig. 40)、b) 断層を境に 3 層の分布が平面的に食違っているとみなせること、の二つである。a) は左ずれ変位の存在を直接的に示すものである。b) に取上げた 3 層は、断層 F1—F3 の西側では、S 面には露出しているが、N 面ではそれより高い位置で 4a 層と 2 層が直接接して 3 層は認められない。断層 F1—F3 の東側では、N, S いずれの壁面でも 3 層は露出するが、S 面のものには 3a, 3b の層分化が認められる。これらの事実から、本トレンチ付近は 3 層堆積域の北縁部にあっており、3 層は南—南東方に向かって厚さを増し、それとともに 3a, 3b の層分化が明瞭化する特色をもつものと思われる。このような 3 層が N 面では断層 F1 の東側だけに露出していること、S 面では断層 F3 を間において“縁辺相を示す薄い 3 層”と“3a 層・3b 層に分化したおおよそ倍の厚さを示す 3 層”とが隣りあっていることは、Fig. 16 のように断層 F1—F3 を境にして 3 層の平面分布が左ずれの向きに、6 m 程度移動したことをあらわしている。

イベント A が左ずれ変位を伴うものであるなら、N 面で断層 F1 の両側で 3 層と 4a 層の上面の高度がほぼ等しいことが改めて注目されてくる (Fig. 14)。上述のように、N 面の付近では 4a 層を覆って 3 層が堆積することはなかった。3 層はそれより南方の比

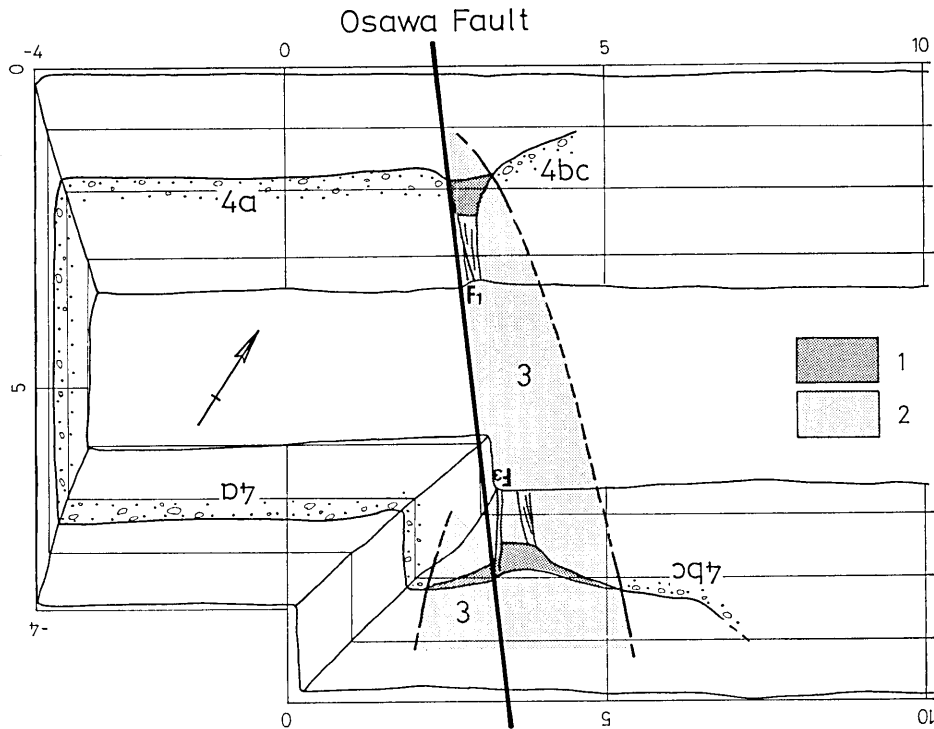


Fig. 16. Sketch in plan, indicating left-lateral offset of the bed 3 in western part of trench B. 1. actual exposure of the bed 3; 2. estimated distribution of the bed 3.

較的低い場所に局部的にほぼ水平に堆積した地層であるので、断層 F1 の左ずれのみによって隣り合う結果になったものであるなら、3層上面高度は 4a 層のそれより低くなくてはならないはずである。両者が高度的に変わらないということは、3層堆積後、左ずれとともに、北東側を相対的に隆起させる上下変位が生じたことをあらわしている。N面で断層 F1 の東側に露出する 3層の上面高度は、S面の断層 F3 西側の 3層のそれより高い。その高度差分 10~20 cm が、N面付近での上下変位量と考えられる。

断層 F1—F3 の東側が一様に隆起したとすれば、断層の東側の 3層上面は、N、S両面で同じ高さを示すはずである。しかし、実際は、S面の方が 35~50 cm 低く、その高さは、断層 F3 の西側の 3層のそれよりも 25~35 cm 低くなっている。この事実は、上下変位の向きと量は一定しないことをあらわし、断層 F1—F3 の東側では、北方でより高まるような変形が生じたことを示している。

以上から、イベント A は、左横ずれ変位が量的に著しく卓越した F1—F3 の断層運動であり、これにともなって断層の北東側では、北西方がより高まる（膨らむ）ような変形が進行したとみなされる。

〔他のイベント〕

イベント B では、3層の堆積を促す局部的な凹地が断層帯付近に生じたと考えられる。

この凹地は、N面でもS面でも3層が西に撓み下がる4bc層にアバットしていることから、4bc層がつくる西向きの撓曲崖の基部に形成されたものである。4bc層の西への撓曲は、イベントBで東側隆起の上下変位があったことを示唆するが、つぎに述べる一つ前のイベントCで生じたとの解釈も可能である。3層の下位にある4a層は、断層帯の西側にしか分布しないので変位基準にならない。しかし、その下の4b層は、つぎに述べるように断層帯を境にして大きく横ずれしていることから、イベントBで横ずれ変位が行われた可能性がある。しかし、これもイベントCが関与した構造と見ることもできる。イベントBは、断層帯付近でごく局地的な地形変化をもたらしたに過ぎず、大きな変位を伴う断層運動ではなかったとも考えられる。いずれにしても、本イベントに関しては、適当な変位基準が見出せないため、その断層変位の実態を量的にはもとより定性的にも明確にすることができない。そこで、以下においてはこのイベントBの変位量を一応考慮外において議論を進める。

つぎにイベントCの性格について吟味する。イベントCを経験している地層は4b層までで、その直後に堆積したのが4a層である。断層帯の西側にみられる4b層+4c層と断層帯東側に分布する4bc層とは、堆積環境・ ^{14}C 年代の共通性から、相互に一連の河成堆積物として対比されるものであるが、N・Sいずれの壁面においても断層帯をはさんで両者は層相的に不連続であり、厚さも異なる。このことから、これらの地層は断層帯を境に横ずれしているとみなされる。4b層+4c層と4bc層の層相・層厚は、本トレンチ内ではいずれをとっても一致することがないので、両層は、N・S面の隔たり分以上横ずれしており、したがって、その量は明らかに7~8mを超える。イベントAによる横ずれは6mであるから、イベントCにおいても1~2m以上の左ずれ変位が生じたことを示唆している。

4a層は、N、W、 W_2 、 S_2 などの各壁面でみられ、場所によっては1m余りの層厚を示すので、相当な広がりをもって堆積した地層である。そのイベントAによる左ずれ量は6m程度であるが、断層帯より東側の壁面では4a層は全く認められない。このことは、4a層が元来断層帯の西側（すなわち、それより上流側）においてのみ堆積した地層であることをあらわしている。一方、断層帯の東側には上述のように堆積環境・ ^{14}C 年代の共通性から西側の4b層+4c層に対比される4bc層が分布するので、イベントCの直前においては断層帯付近は平らであった。ところが、4bc層が4a層ではなくH2層に直接覆われていることから、断層帯の東側はイベントCとともに離水したとみなされる。このような4a層と4bc層間の堆積環境の対照的な変化は、イベントCによって逆向き（西向き）の低断層崖が生じたことを示している。

4b層と4bc層の上面高度は、N、Sいずれの壁面でも110cm程度食い違っている。このような高度差は、イベントAとCによってもたらされたものである。それからイベントAの上下変位量を差し引いた90~145cmが、イベントCのおおよその上下変位量とみなされる。横ずれ量は前述のように左ずれ1~2m以上と考えられるので、イベントCでも、上下変位より横ずれ変位が優っていたと推定される。

イベントDについては、それを経験した地層が断層帯より東側の壁面にしか露出せず、情報が極めて少ないので詳しいことは分らないが、前項1)で述べたように、このイベン

トで断層帯に沿い逆向きの低断層崖が生じ、断層帯の東側で、それまで断層帯を横切って堆積しつつあった 5a 層が、相対的な南西～南への傾動隆起に伴い離水する一方、断層帯の西側では新たに 4c 層、そして 4b 層の堆積が始まったと考えられる。このような逆向き低断層崖の形成は、イベント C の場合と同じく、横ずれ変位の有無にかかわらず、北東側の相対的隆起、しかも北方で隆起量が増えるような上下変位の存在を示すものであり、したがって、本トレンチ付近では A・C・D いずれのイベントでもよく似た上下変位が行われたことになる。[N3～7] 付近の 4bc 層で埋積された西向きの斜面はイベント D で生じた逆向き低断層崖の一部であるので、その比高（変形していない [N4～7] の崖高）を手掛かりにすると、イベント D では、少なくとも 70 cm の上下変位が行われたと推定される。

なお、N 面の 5a 層中には、2 で触れたように、[N8] 付近の上面から西側下方にのびる割れ目らしい構造が認められる (Fig. 13)。[N8] 付近の斜め下にのびる礫の密集部がそれである。それに沿って腐植土化が著しく、また、その中には上方から落ち込んだとみられる礫が集中しているので、この割れ目は開口性とみられる。この割れ目の延長は、5a 層中部の細砂層の基底面に連続し、明瞭な構造的連続面として存在する。この割れ目—不連続面は、全体として凹面形をなすことから、5a 層の一部がスランプを起こした結果生じたものと考えられる。このスランプの滑り面は、断層帯沿いでそれに向かって急斜する 5a 層下部の構造を明らかに切っているが、H3 層を横切って 4bc 層中にまで達してはいない。4bc 層はこのスランプ構造を覆っている (Fig. 14) ので、これが生じたのは、5a 層以後で 4bc 層堆積前すなわちイベント D によるものである。このスランプは、イベント D にともなう崖地形形成直後の、地形的に不安定な状態にある時に発生した可能性が考えられる。

すでに述べたように、5b 層と 6 層も、4bc 層と 5a 層の関係と同様の傾斜不整合関係にある。このことは、さらに一つ前のイベント E においても、同様な上下変位があったことを示唆している。

以上の検討結果から、識別された各イベントの断層変位の特徴には共通性があり、本トレンチ付近における大沢断層は左横ずれ変位を繰返しており、6 層堆積後今日に至るまでつねに北東側を南東～南西へ傾けつつ相対的に隆起させる上下変位を伴った活動を行っていると考えられる (Table 3)。

3) イベントの年代および再来間隔

Table 2 に示したように、3a 層最上部および 2 層最下部の ^{14}C 年代はそれぞれ 1290 ± 80 , 1130 ± 80 y. B. P. であるから、大沢断層の最新活動を示すイベント A (2 層/3 層) の年代は、おおよそ 1200 年前と推定することができる (Fig. 17)。この推定年代は、『続日本後紀』にある“承和 8 年 (841 A. D.) 2 月の信濃国地震” (田山, 1904; 宇佐美, 1987 は震央を信濃の国府・現在の松本付近とし、M6.5 を与えている) の年代に近く、両者が同一イベントである可能性を示す。

イベント B (3b 層/4a 層) の年代は、3b 層最下部および 4a 層中部の ^{14}C 年代がそれぞれ 1750 ± 85 , 3550 ± 95 y. B. P. であることにもとづき、おおよそ 1700～3600 年前、イベント C (4a 層/4b 層) は、4b 層中部の ^{14}C 年代が 6470 ± 120 y. B. P. であるので、お

Table 3. Summary of fault events, detected at Trench B

Event	Evidence	Age (y. B.P.)	Nature of movement	Displacement (cm)	
				Horizontal	Vertical
A	The F1-F3 fault has displaced the bed 3 (3a), but the overlying bed 2 has not been disturbed by the fault.	ca. 1200	Left-lateral strike-slip faulting. Formation of small fault depression, Tilting of the northeastern block toward south or southwest.	left-lateral (50~600)	[N] NE up (10~20) [S] SW up (25~35)
B	The fault depression on the surface of the bed 4a has been filled with bed 3b.	1700~3600	Formation of small fault depression.		
C	The bed 4b has formed an anticline, but the overlying bed 4a has not been deformed.	5400~6500	Left-lateral strike-slip faulting. Formation of reverse scarp and small anticlinal bulge. Tilting of the northeastern block toward south or southwest.	left-lateral (>100)	NE up (90~145)
D	The bed 4bc overlies the bed 5a with clinconformity	9300~14000	Formation of reverse scarp. Tilting of the northeastern block toward south or southeast.		[N] NE up (>70)
E	The bed 5b has a relationship of clinconformity with the underlying the bed 6.	>14000	Tilting of the northeastern block toward south or southwest.		NE up (?)

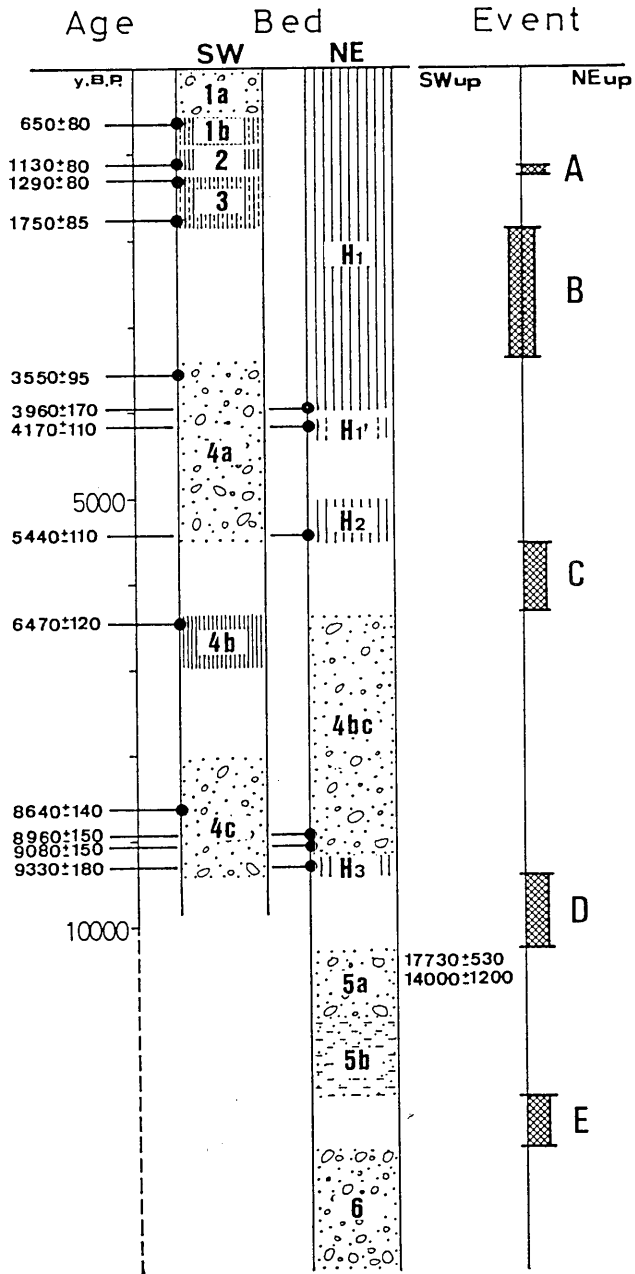


Fig. 17. Diagram showing ^{14}C ages of samples and estimated age range and sense of each fault event.

およそ3500~6500年前, イベント D (4bc 層/5a 層) は, 4bc 層下部が約 9000 y. B. P., 5a 層が約 14000 y. B. P. より古いので, 9000~14000年前と推定される。

ところで, 前項に述べたように, それぞれのイベントは北東側の相対的隆起をもたらす上下変位を伴う左横ずれ変位であった。すなわち, 北東側隆起を意味する断層帯の東側に発達する H2 層と H3 層はそれぞれ イベント C, イベント D の後に形成されたとみなすことができ, その結果, それぞれの発生時期は, 前者が 4b 層堆積後で H2 層形成前の間, 後者は 5a 層堆積後で H3 層形成前と考えることが可能となる (Fig. 17)。したがって, イベント C は, H2 層の ^{14}C 年代が 5440 ± 110 y. B. P. である (Table 2) ので, 5400~6500年位前の断層運動と見積もることができる。

上述のように, 最新のイベント A の年代はおおよそ 1200 y. B. P. であるから, これとイベント B との間隔は 500~2400年となる。イベント B とイベント C の間隔は, 1800~4800年である。イベント B は 3 層の堆積する直前に起こったと考えられるので, その年代は 3 層最下部のそれにより近く, したがって, イベント A との間隔は 500年に, また, イベント C との間隔は 3700~4800年にそれぞれより近くなる可能性が高い。イベント D の推定年代 (9000~14000 y. B. P.) は, H3 層の ^{14}C 年代 9300 y. B. P. より古いので, これとイベント C との間隔は 3000~4000年あるいはそれ以上となる。このようにしてみると, イベント B と A の短い間隔は例外的で, イベントは, 多くの場合, 少なくとも 3000年以上の間隔をもって起こっている。イベント B を仮に考慮外におくと, イベント C の 4300~5300年後にイベント A が起こったことになる。このような諸点を考え合せると, 主要イベントの再来間隔はかなり長く, 4000~5000年あるいはそれ以上と思われる (Table 3)。しかし, 時にはその間に比較的小規模な活動が介在することもあるらしく, イベント B はその実例にあたる可能性がある。

V. A トレンチの調査結果

1. 地層の記載 (Fig. 18, 19, 20. Plate I, II 参照)

トレンチ壁面には赤石山地起源の河成砂礫層, 数層の示標テフラを含む風化火山灰層, それらを覆う黒色腐植土層が露出した。表層部を除いて, 地層はトレンチ中・西部では N 面でも S 面でも東方 (丘陵の方) に緩く傾き下がるのに対し, トレンチ 東部 (丘陵の基部) では, 逆に西へ急傾斜ないしほぼ垂直に立っている。E 面では直接地層の構造を判断するのが困難なほど断層による変形が著しい。

トレンチ壁に露出した地層の区分を Fig. 18, Plate I, II に示す。区分は層相に基づき, 上位から 1, 2a, 2b, 3, 4 層とする。4 層中の連続のよい細粒の砂~小礫層を 4a, 4b, 4c 層とした。さらに, 断層変位が著しく, 4 層との連続関係が断たれている地層 (ほぼ E 面の犬走りより上に露出) のうち F4 断層と F1 断層 (いずれも Fig. 19 参照) の間にあるそれを 4x 層, F1 断層より東側を X 層とよぶ。示標テフラは上位から御岳火山起源の Pm-IV 軽石層 (小林国夫, 1961), 千本松スコリア層 (Sn-S, 小林武彦ほか, 1977), Pm-III 軽石層 (小林国夫, 1961) および九州からの 鬼界葛原 (K-Tz) 火山灰 (町田・新井, 1983) が認められる。示標テフラの同定は主として岩相 および 調査地域周

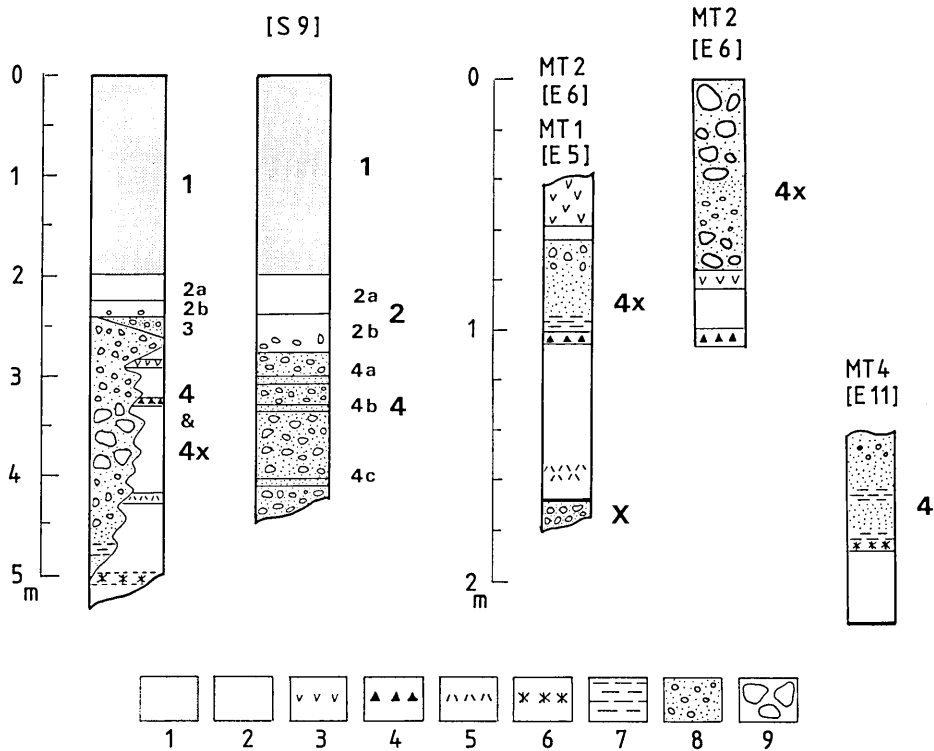


Fig. 18. Columnar sections and classification of strata observed at trench A. 1. topsoil, 2. volcanic ash, 3. Pm-IV pumice, 4. Senbonmatsu scoria, 5. Pm-III pumice, 6. K-Tz ash, 7. silt, 8. sand and gravel, 9. boulder. The left-most columnar section is generalized.

辺における従来の火山灰層序学的研究（例えば、小林国夫，1961）によった¹⁾。K-Tz火山灰および、礫層中のPm-IV軽石層については、鉍物分析を行うとともに斜方輝石、ガラスの屈折率を測定し同定した²⁾。Pm-IV軽石層は色調、発泡の程度などの岩相上の特徴から野外で容易に同定できる。千本松スコリア層の同定はPm-IV軽石層との層序関係によった。

以下に各層の性質を記載する。

[1層：黒色腐植質土層]

火山灰を母材とするいわゆる黒ボク土壌である。[N8]および[S6]付近より西では水田造成の際に本層の上部が除去されている。本層は丘陵の斜面下部から扇状地にかけて厚く、最大約1.6mである。しかし丘陵斜面では、地表面の勾配はほぼ同様であるにもかかわらず、[N21]および[S19]付近を境にして斜面上方へ急に薄くなり、約30cmとなる。

1) Pm-IIIについては確定できない。竹本ほか(1986)の最近の研究によれば、Pm-I軽石層、K-Tz火山灰層より上位層準で可能性があるのは、Pm-II', Pm-III', Pm-III軽石層である。

2) K-Tz火山灰の斜方輝石の屈折率は1.703~1.711, ガラスのそれは1.498~1.500であった。

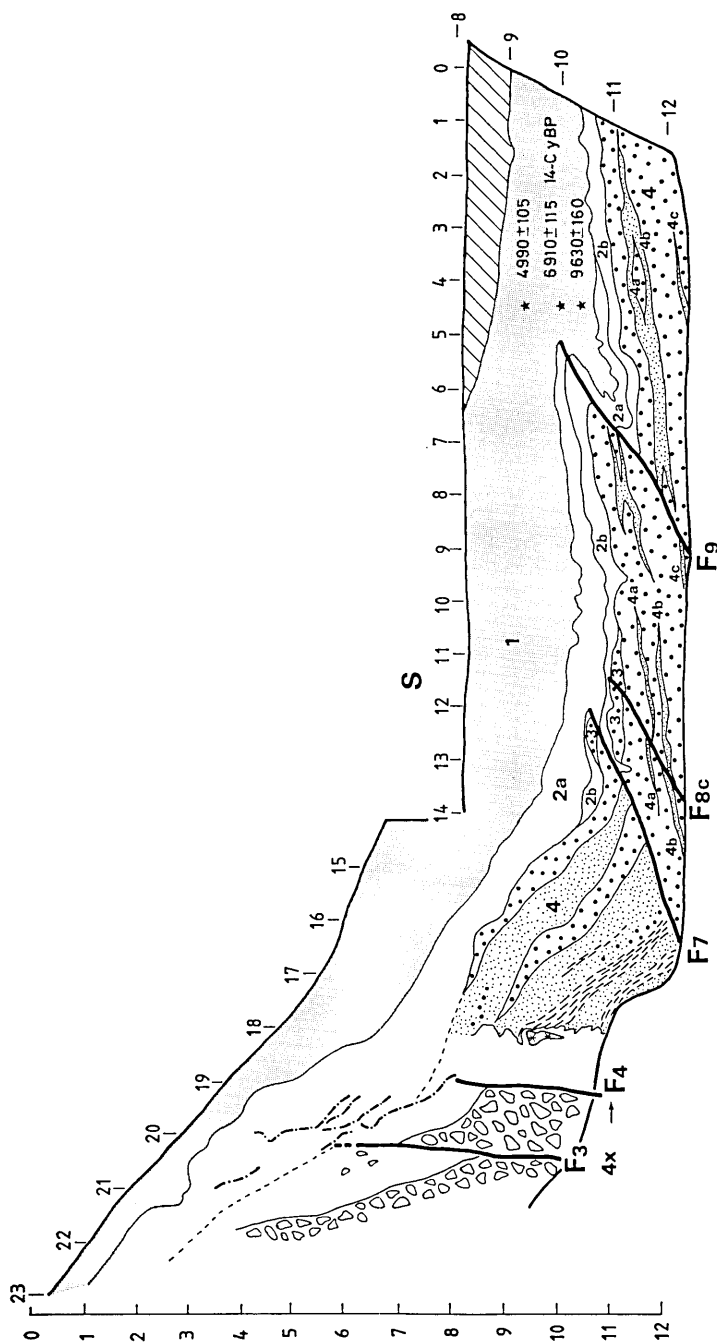


Fig. 20. Sketch of South wall of trench A showing the lithology and boundary of strata and fault. Legends are the same as those shown in Fig. 19. Chain lines: open cracks, stars: location of samples dated.

本層は全体として一様な層相を呈するが、場所によってはその内部に径 2~3 cm 大の角礫が点在ないし密集する。とくに、[N6~7] および [S6~4] 付近の本層下部には多量の角礫が含まれる。下位の 2a 層, 2b 層との境界は凹凸に富む。

[2a 層: 礫まじり風化火山灰層]

本層は褐色風化火山灰を主体とし、径 1 cm 前後の小礫あるいは 10 cm 以上の大礫が点在する。[N20] 付近では、再堆積の Pm-IV 軽石がブロック状に含まれる。本層は、2a 層の上面が最も急な部分 [N18~20] で最も厚い (約 40 cm)。扇状地表面部では、[N6], [S6] 付近より西、丘陵斜面では [N22] より東 (上方) で急に分布しなくなる。

S 面では [S19] から [S21] にかけて本層中にクラック状の空隙がいくつも発達する (Fig. 28)。空隙はトレンチ壁面上で長さ 50 cm~2 m, 最大幅約 5 cm で、手を差し込めるほどである。空隙壁面の走向は N20°~50°W で、丘陵西側の急崖の方向におおむね一致し、西へ 40°~70° 傾斜している。

[2b 層: 火山灰をマトリックスとする礫層]

本層は 10~15 cm 大の亜円礫を多く含み、乱雑な層相を呈する。礫が少ない部分では、層相は 2a 層と似ており、火山灰をマトリックスとする。2a 層との境界は漸移的である。本層は丘陵斜面には分布しない。下位の 3 層, 4 層との境界はスムーズではなく、3 層, 4 層表層部の小規模な溝~楔状の微凹地を埋めて不整合的に重なるところがある ([S9~10], [S12] など)。

[3 層: 砂礫層]

丘陵下部から扇状地へ傾斜が変わる所 ([S11~13], [N14~17]) には、2b 層と 4 層の間に厚さ 20~30 cm の砂礫層が挟まれる。この砂礫層には火山灰は全く含まれず、色調も異なることから、2b 層とは明瞭に区別される。本層は成層しておらず、層理の明瞭な河成の 4 層とも区別される、この堆積物を 3 層とする。3 層は主として中~小礫から成り、粒度組成の点では 4 層と似ている。

[4 層: 河成砂礫層, シルト層および K-Tz 火山灰層を含む風化火山灰層]

河成の砂礫層とシルト層からなる。それらは赤石山地から供給された武智川扇状地の堆積物である。N 面, S 面では径 20 cm 前後の大礫を含む中~小礫層であるのに対し、E 面 (犬走りより下) では小礫~粗砂層と細砂~シルトの薄層との互層が著しい (Plate II)。これらの砂礫層, シルト層は E 犬走り面で観察されるように (Fig. 23), K-Tz 火山灰層を含む風化火山灰層を覆っている。これら両者は整合の関係にあるので、K-Tz 火山灰層を含む風化火山灰層も 4 層の一部と考える。K-Tz 火山灰は黄白色の細粒火山ガラスでパッチ状に産する。

4a 層, 4b 層は、4 層中に挟まれる厚さ 2~10 cm の、小礫まじりの中砂~粗砂層であり、周辺の 4 層よりも細粒であるので区別できる。しかし、両層が合して一層になっている場合 (例えば [S5~8]: Fig. 20) がある。

4c 層は [S3~5], [S9], [N10] 付近の壁面最下部で認められる淘汰の良い粗砂~細礫層である。

なお、N 面 [N13] の 4b 層直下および E 面犬走り面の 4b 層中には、マトリックス中に軽石粒が含まれる。この軽石粒は層を成すほどでないが、特徴的な橙色の色調、発泡の

程度など岩相の点から容易に肉眼で Pm-IV 軽石と認定できる。なお、E面 犬走り面の 4b 層中に含まれる同様の岩相の軽石粒 (Fig. 23) は、斜方輝石の屈折率を測った結果、Pm-IV 軽石に同定された。

4 層は F7 断層 (後述) を境にしてその東側と西側では傾斜が逆になる。すなわち、本層は N 面、S 面では数本の断層によって部分的に変形がみられるものの、扇状地の地表面勾配 ($5^{\circ}\sim 6^{\circ}$) よりやや急な角度 (10° 前後) で東方へ傾き下がるのに対し、N 面、S 面の東端から E 面にかけて西へ急傾斜する。その傾斜は F7 断層~F6 断層間 ([N15~18], [S14~18]) では 40° 前後、さらに丘陵側の F6 断層~F5 断層間 ([N17~18] および E 面) では $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ に達する。

[4x 層：砂礫層と火山灰層]

本層は E 面、ミニトレンチ壁面において F4 断層と F1 断層の間に露出する。砂礫層は赤石山地起源の河成堆積物で、概して小~中礫から成るが、径 50 cm 前後の巨礫を大量に含む層準 (E 面下部に露出) を伴う。F4 断層~F3 断層間では、Fig. 22 に示すように、4x 層は Pm-III 軽石層、千本松スコリア層および Pm-IV 軽石層を含む風化火山灰層と巨礫層である。砂、礫は Pm-III 軽石層~千本松スコリア層間には含まれない。これらを覆う巨礫層中に Pm-IV 軽石層が認められる。Pm-IV 軽石層は MT-2 では砂礫層を覆っている。したがって、本層は前記の 4 層とほぼ同時期の堆積物であると考えられる。しかし記載の都合上、以下では本層を 4x 層と呼ぶ。4x 層は F3 断層~F1 断層間にも分布する (Fig. 19, 22)。これらの 4x 層は F3~F1 断層間では西へ $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 傾き、F3~F4 断層間では垂直ないし逆転して東へ急傾斜する。

なお 4x 層中に含まれる Pm-IV 軽石層は、上部の暗褐色スコリア層と下部の赤褐色の二つのフォールユニットが識別される。層厚は最大 25 cm である。千本松スコリア層は厚さ 5~15 cm の、淘汰の良い粗砂大の褐色スコリアで、Pm-IV 層の上部スコリアに似ている。Pm-III 層は風化が進んでローム化しているが認定は容易である。層厚は最大 10 cm 前後である。

[X 層：砂礫層]

後述する F1 断層より東 (丘陵内) 側に分布する。この砂礫層は八ヶ岳起源の火山岩礫を全く含まないので、赤石山地起源の河成砂礫層と考えられる。MT-2, MT-3 で観察した限りでは、径 5~10 cm 大の亜円礫を主とする。この砂礫層は新鮮で、みかけ上は 4 層の砂礫層とほとんど変わらない。本層の走向・傾斜、4 層との層序関係は不明である。

2. 地層の年代

1 層について [S4.5] 付近で、最下部、角礫密集部直上の 2 層準およびその上位 30 cm の計 3 層準で ^{14}C 年代測定値を得た。それらの値はそれぞれ 9030 ± 160 y. B. P., 6910 ± 115 y. B. P., 4990 ± 105 y. B. P. である。2 層以下の各層については絶対年代を直接示す資料はないが、示標軽石層のおおよその年代は次のとおりである：Pm-IV 軽石層；4.5~5.5 万年前、千本松スコリア；6 万年前、Pm-III 軽石層および K-Tz 火山灰層；7~8 万年前 (町田ほか 1985；竹本ほか, 1986 による) これらのテフラはすべて約 8 万年前の Pm-I 軽石層 (町田・鈴木, 1971) より上位層準にある。

木曾谷~伊那谷周辺では広域火山灰 AT は表層の黒色土壌直下にみられる (小野・正

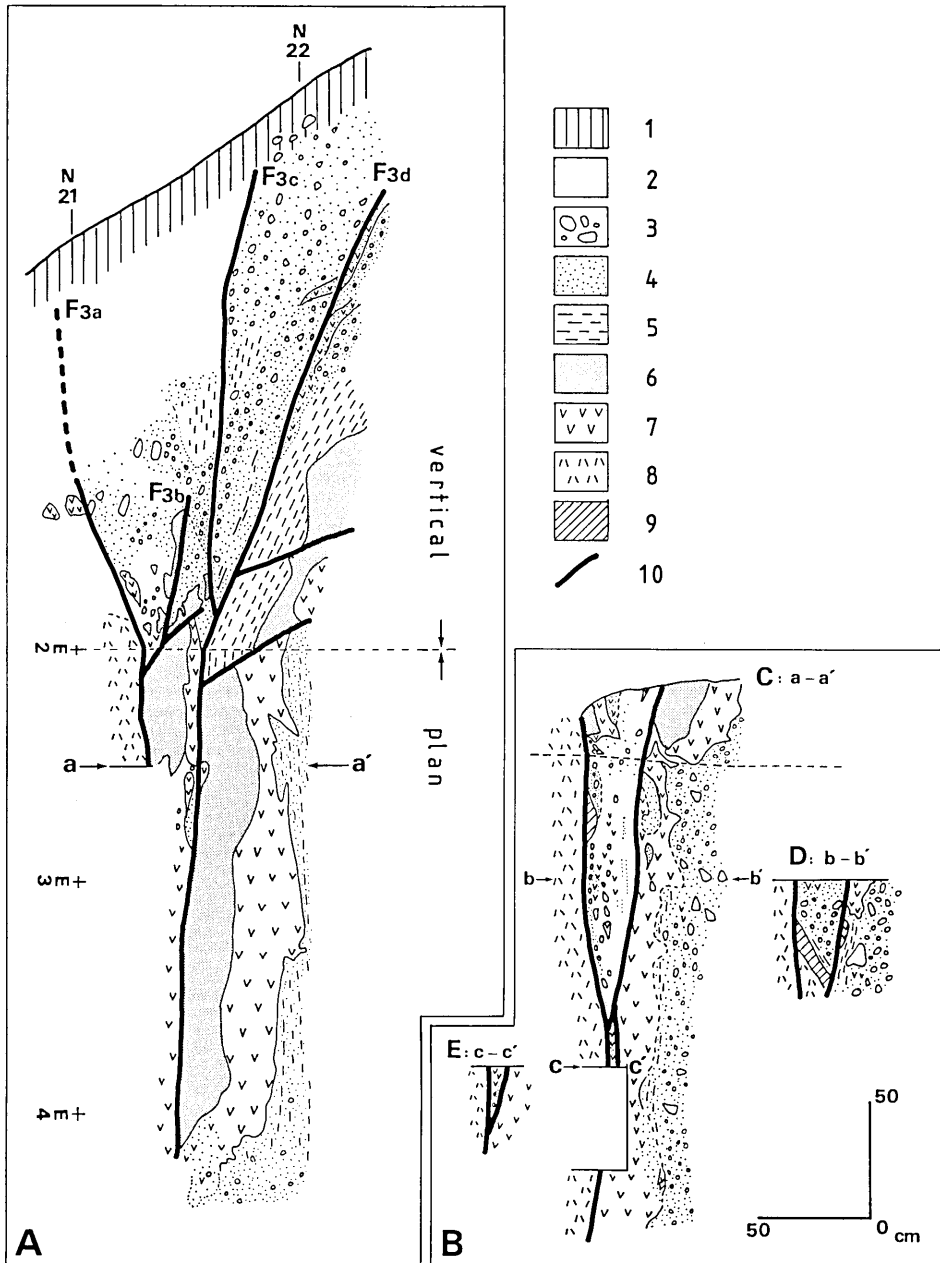


Fig. 21. Detailed sketch of F3 fault on a step made in [E2~4.5] at trench A. A. vertical wall and bottom surface of [E2~4.5]; B. same at level ca. 40 cm lower than A. [E2.5~4.5]; C. vertical profile through a-a' of A; D. vertical profile through b-b' of B; E. vertical profile through c-c' of B. 1. topsoil, 2. weathered volcanic ash, 3. pebble-cobble, 4. sand, 5. silt, 6. scoria (a fall unit) of Pm-IV pumice, 7. Pm-IV pumice, 8. Pm-III pumice, 9. dark-brown weathered volcanic ash, 10. fault.

Table 4. Data of faults exposed at trench A

Fault Name	Wall	Grid	Strike, Dip	Fault reference	Fault displacement (cm) & upthrown side
F 1	E	E0-16	N 45°W, 90°E	X, 4x	?
F 2a	E	E5-6	N 58°W, 85°E	4x (Pm-IV, Sn-S)	40 E
F 2b	E	E6-7	N 53°W, 70°E		20 W
F 3	E	E3-12	N 22°W, 85°E	4x (Pm-IV, Sn-S, Pm-III)	300 (left-lateral)
	N	N21-23			
F 4	E	E3-10	N 22°W, 60°E~90°	4, 4x (Pm-IV, Sn-S)	>1500 E (left-lateral)
	N	N20-21			
F 5	N	N20	N 25°W, 80°E~90°		
	E-Step	E5-9		4a, 4b	150 E (left-lateral)
F 6	E	E7-14	N-S, 70°E	2a, 2b, 4a	25 W
	N	N17-18			
F 7	N	N14-17	N 20°W, 25°E	2b, 3, 4	70 E
	S	S12-16			
F 8a	N	N12-14	? , 30°E	2b, 3, 4	50 E
F 8b	N	N9-13	? , 25°E	2b, 4	80-100 E
F 8c	S	S11-14	? , 30°E	2b, 3, 4	25 E
F 9	N	N8-10	N 22°W, 40°-50°E	1, 2a, 2b, 4a, 4b, 4c	50-60 E
	S	S6-9	25°E		150-160 E
F 10	N	N7-8	? , 50°E	1, 2a, 2b, 4	20-25 W

木, 1980; 竹本ほか, 1986). トレンチ壁では AT は検出されていないが, いわゆる信州ローム層最上部にあたる 2a 層最上部はほぼ 2 万年前頃の年代を示すと考えられる.

以上の点から, 4 層, 4x 層は約 7~8 万年から 4~5 万年前頃, 2 層は 4~5 万年前から 2 万年前頃, 1 層は 1 万年前以降と推定される. X 層については年代を推定する手がかりがない.

3. 断層の記載

トレンチ壁に露出した断層を東から西へ F1, F2, ……F10 断層と呼ぶ (Fig. 19, 20, Plate I, II). F1~F5 断層は丘陵斜面にあたる E 面, F6~F10 断層はおもに N 面, S 面で観察される. F7 断層と F9 断層は, トレンチ底にも露出したので N・S 両面へのそれぞれの連続関係が確認された. F7~F9 断層間の断層は, トレンチ底面での露出がなく, 対応関係が不明なので, N 面のそれらを F8a, F8b 断層, S 面のそれを F8c 断層と呼ぶ. 断層と地層の構造を示す断面図を N 面, S 面について作成した (Fig. 19, 20). また, F3 断層については, [E5~2-4~5] にかけて水平面を露出させて観察した (Fig. 21). これらの各断層に関する記載事項を Table 4 にまとめた.

F1 断層: F1 断層面は丘陵西縁の崖の方向 (N45°W) と一致する走向を持ち, 傾斜はほぼ垂直である. [E0~10] では MT-2, MT-3 で確認されるように, 4x 層と X 層は本断層面と接する. このため X 層の礫表面には, 4x 層中の風化火山灰が擦り付けられ, 条線のように見える. その線はほぼ垂直でわずかに北へ傾く (Fig. 30). N 面, E 面では本

断層は1層に覆われる. ここでは1層は薄く 20~40 cm 程度である.

F2 断層: E 面上の F1 断層~F3 断層間には2本の断層が認められ, F2a 断層, F2b 断層と呼ぶ (位置は Plate II 参照).

F2a 断層は千本松スコリア層, 4x 層を変位させているのが MT-2 の北側壁面で観察される (Plate II). 千本松スコリア層の変位から本断層は東 (上盤) 側隆起の断層で, 変位量は 40 cm である.

F2b 断層は MT-2 の南側壁面 (Plate II) で観察される. 断層面は東へ 80° で急傾斜するが, 本断層は東側低下の正断層で, 本断層による千本松スコリア層の縦ずれ変位量は約 20 cm である.

これらの両断層は MT-2 の南北どちらかの壁面にしか認められず, かつ MT-1, MT-3 でも認められないことから, 極めて短いものである. E 面では両断層は 4x 層中の Pm-IV 層と風化テフラ層ないし砂礫層との地層境界をなしている (Plate II).

F3 断層: 本断層の走向は N22°W で, N45°W 走向の F1 断層および丘陵西側の急崖の方向とは斜交する. 本断層の E 面でのトレースは, [E3~4] では Pm-III 軽石層を含む風化火山灰層と巨礫層との境界, [E4] 以南では巨礫層と礫まじり風化火山灰層との境界に一致する. 本断層は MT-1, MT-2 に露出し, 4x 層を変位させている. 断層面は MT-1 では 80°E ないしほぼ垂直, MT-2 では 60°~70°E である. MT-2 の北壁面では, 千本松スコリア層が断層面に沿って引きずり込まれている. また MT-1, MT-2 のどの壁面でも, 断層面と平行する長軸を持つ巨礫も断層面に沿って並ぶが, 断層粘土や礫の破碎などは認められない. 本断層は S 面では前述の空隙帯 (2a 層の記載の項参照) の東縁をなすように現れるらしい. また, 空隙帯の西縁は次に記述する F4 断層に限られる.

本断層については, MT-1 の北側でさらに詳しい観察を行った (Fig. 21, 31). F3 断層の末端は地表に向かって枝分かれする. これらの枝断層を F3a, F3b, F3c, F3d と呼ぶ (Fig. 21-A). F3c 断層は N 面では 2a 層の分布の東縁を限る.

F3a~F3d 断層間では Pm-IV 軽石層がきれぎれとなり, 断層面に沿って Pm-IV 軽石層や風化火山灰層がひき延ばされたような平面形 (Fig. 21-A の [E2.5] 付近) および断面形 (Fig. 21-C, D) を呈する.

F3 断層~F1 断層間では F2a, F2b 断層による地層のわずかなずれはあるものの, 4x 層の構造はよくわかる (Fig. 19). すなわち, F1 断層から西へ向って上位層準の地層 (Pm-III 軽石層~千本松スコリア層, Pm-IV 軽石層を含む巨礫層) が順次重なっている. これらの地層の走向はほぼ F1 断層のそれに近く, F3 断層とは斜交し, 北方で交差する方向を示す (Fig. 22). 地層は西へ 70°~80° 以上の角度で急傾斜する. ほとんど同様の 4x 層の層序, 構造 (傾斜は垂直ないし, わずかに東へ傾く) が F3 断層の西側でも犬走り面レベルでふたたび見られる (Fig. 22). すなわち, F3 断層は犬走り面のレベルで, 約 3 m の左横ずれを示す.

F3 断層を覆う1層は F1 断層付近と同様に薄い. F3c 断層は 2a 層の分布限界をなしており, 2a 層はここより東 (斜面上方) には分布しない.

F4 断層: 本断層は N 面, E 面, E 犬走り面, S 面で認められ, 走向は N22°W で F3

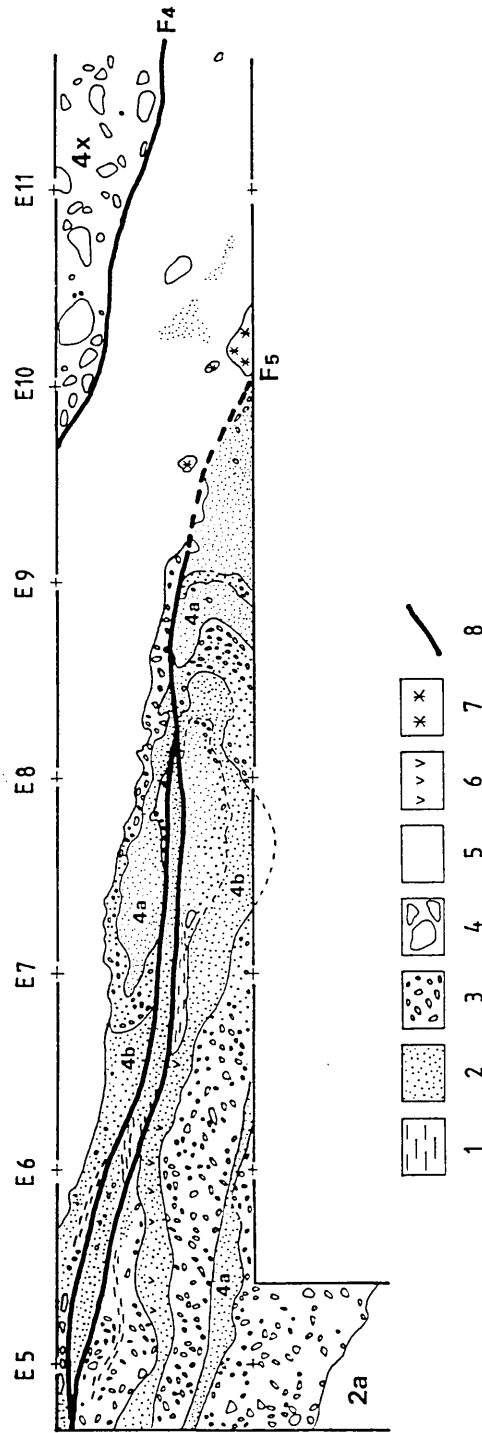


Fig. 23. Detailed sketch showing a left-lateral offset along F5 fault on a step at East wall of trench A. 1. silt, 2. sand, 3. pebble-cobble, 4. boulder, 5. weathered volcanic ash, 6. Pm-IV pumice, 7. K-Tz ash, 8. fault.

(Fig. 19).

F5 断層：本断層は [N20] 付近および犬走り面で見られる。走向は $N20^{\circ}W$ で F3, F4 断層とほぼ同じである。本断層は [E10] 以北では犬走り面で確認されるが、以南の E 面, S 面でははっきりしなくなる。断層面は 80° 以上の角度で東へ急傾斜する。

断層の東側は K-Tz 火山灰層をパッチ状に挟む風化火山灰層と、それらを覆うシルト～細粒砂礫層で、いずれもほぼ垂直に立っている。断層面からやや離れると地層の傾斜は西面へ $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ になる。このシルト～細粒砂礫層は断層の西側に追跡され（とくに N 面～E 犬走り面に注目：Plate II および Fig. 23）。4 層（4a 層, 4b 層, および両層間の礫層）に連続する。東に傾斜する断層の東側に層位的に下位の地層が認められるので、本断層はみかけ上東（丘陵）側隆起の逆断層である。犬走り水平面 [E6～9] でみられるように、上記の 4a 層, 4b 層, 両層間の礫層は F5 断層によっておよそ 150 cm 左横ずれ変位している (Fig. 23)。左横ずれに伴って地層は褶曲し、その褶曲軸は立っている。F5 断層は 2a 層下限を確実に切っており、1 層に覆われる。

F6 断層：本断層は [N17～18] から [E7～11] にかけてみられるが、[E11] より南には追跡できない。断層の走向は $N25^{\circ}W\sim N53^{\circ}W$ と測定場所による差がある。断層面は $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の角度で東へ急傾斜する。本断層による 4a 層, 4b 層の変位は、断層の東（上盤）側低下を示し、正断層である。

前節で記述したように、本断層より東側で 4 層は南西へ急斜するようになる。4 層の傾斜は、F6 断層が追跡できなくなる [E11] 以南でも同じである。

F6 断層による 4a 層, 4 層上限, 2b 層下限の上下変位量はいずれも 20～25 cm である。本断層は 2a 層下限を確実に切っており、1 層に覆われる。

F7 断層：本断層は N 面, E 面, S 面およびトレンチ底に現れた。断層の走向は $N20^{\circ}W$ でトレンチ北方で丘陵西縁の崖の方向と斜交する。断層面は東へ $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ で傾く。本断層は 4a 層, 3 層, 2b 層の変位からみて、東側隆起の低角逆断層である。断層面に沿う粘土、破碎礫などは認められないが、4a 層は断層面に沿って上盤側ではひきずり込まれ、下盤側ではめくり上げられている ([N15～16]: Plate I)。さらに下盤側では 2b 層中の礫の長軸が断層面の傾斜と平行に並んでいる。

4 層の傾斜の方向は本断層を境にして変わる。すなわち、本断層より西側では東へ 10° 前後で傾き下がるのに対し、東側では逆に西へ $10^{\circ}\sim 25^{\circ}$ で傾斜する。

本断層は少なくとも 2a 層下限を切っているが ([S12～13], [N14] 付近)、1 層には覆われる。

F8 断層：F7 断層と後述の F9 断層との間には、N 面で 2 本 (F8a, F8b 断層: Fig. 19), S 面で 1 本 (F8c 断層: Fig. 20) の断層が露出した。

F8a 断層は [N12～13] に露出し、断層面は N 面上でみかけ上東へ 30° で傾く。本断層は 2b 層下限までを確実に切っているが、2a 層には覆われる。2b 層は本断層の西側でやや厚さを増す。4a 層, 2b 層下限の変位は東側隆起であるので、F8a 断層は低角の逆断層である。

F8b 断層は F8a 断層の西側約 1 m [N9～11] 付近にみられる。断層面は N 面で東へ 25° で傾く。F8b 断層も 2b 層下限を確実に切り、2a 層に覆われる。2b 層は断層の西

(下盤)側でやや厚い。F8b 断層は 4a 層の変位から, 東側隆起の低角逆断層である。

F8c 断層は, F7 断層の約 1 m 西側, [S11~14] にみられる。S 面上ではみかけ上東へ約 30° 傾く。本断層による変位が确实なのは 2b 層下限までで, 2a 層には覆われる。4a 層のみかけの上下変位量は 25 cm である。本断層も, 東側隆起の低角逆断層である。

以上 3 つの断層沿いに, 断層粘土, 礫の破碎などは観察されず, 断層面の傾斜方向に平行に長軸を向けた礫が 2~3 みられるにすぎない。

F9 断層: 本断層は N 面の [N7~10], S 面の [S5~9] で見られ, 両者はトレンチ底で連続することが確かめられた。断層の走向は N20°~23°W で, F7 断層とほぼ平行し, 丘陵の長軸や F1 断層と斜交する。断層面はみかけ上 N 面で 40°~50°, S 面で 25° の角度で東へ傾く (Fig. 32)。

N 面では, 4 層は断層の東 (上盤) 側では断層面に沿ってひきずられており, 西 (下盤) 側では折りたたまれるように変形している ([N7~9], [S5~7])。本断層面に沿っても, 断層面の傾斜方向に平行に長軸を向けた礫は散見されるが, 礫の破碎や断層粘土などはみられない。本断層は東 (丘陵) 側隆起の逆断層で, 壁面での垂直変位量は S 面で 150~160 cm, N 面で 50~60 cm である。

F9 断層は少なくとも 1 層下限までを切っており, とくに S 面では (Fig. 20) 1 層下限, 2a 層, 2b 層, 4 層上限, 4a 層, 4b 層はいずれもほぼ同じ変位量を示す。

F10 断層: 本断層は N 面の, F9 断層の西 1 m 付近にみられる。断層面は N 面上で, みかけ上 50° 前後で東へ傾く。本断層は 4 層を切っているが, 2b 層に覆われる。4 層は断層の東側で低下している (4a 層の上下変位量, 20~25 cm) ので, 本断層は正断層である。しかし, F9 断層との間の地層は, 折りたたまれるような短縮変形が著しい。その変形は 4 層と 2b 層との境界にまで及んでいるようである。

4. 若宮断層系の性質

これまでの記載から, W面を除くすべてのトレンチ壁面に多くの断層が露出し, トレンチ周辺は幅の広い断層帯となっていることが明らかになった。ここでは断層の変位様式, 断層イベントについてのべる。

1) 断層の変位様式

丘陵斜面 (断層崖) にみられる F1~F6 断層はいずれも垂直に近い高角の断層であるのに対し, その西側の扇状地に現れる F7~F10 断層は低角で東へ傾く (Fig. 19, 20, 21)。

高角の断層群のうち左横ずれ変位成分の存在が確かめられた F3 断層については, F3 断層の両側の 4x 層は全く同じ層序, 層相, 層厚を示し, 高角に傾斜し, 水平断面図 (Fig. 22) 上で左に約 3 m ずれている。F5 断層も E 面犬走り面において 1.5 m の左横ずれ変位成分が確かめられた (Fig. 23)。F1, F2, F4 などの高角の断層は, 确实な証拠はえられないが, F3, F5 断層と同様に左横ずれを示す可能性が大きい。

F3, F4 断層の縦ずれ変位量については確定できない。N 面最下部の [N13] 付近にみられる Pm-IV 軽石粒の層準と E 面に露出する Pm-IV 層との高度差は 8 m 以上である。両 Pm-IV 軽石はほとんど同時期にほぼ水平に堆積したと考えられるので, F8~F1 断層間における変位の上下成分は 8 m 以上である。

F6~F10 断層は, 二つの正断層 (F6, F10) を除き, 低角逆断層で, 横ずれ変位を示

す証拠はない。二つの正断層が隣り合う F7, F9 断層との間で地層を短縮させており、F6~F10 断層は全体として4層を西へ覆瓦状に変位させている。さらに F6 断層付近以東では F5 断層の西側では、本来東へ10°前後で傾斜していた一連の扇状地礫層(4層)がひきずり上げられ、逆に西へ急傾斜する。

以上のように丘陵下部の高角断層群は左横ずれ成分を伴ない、その西側の扇状地を切る低角断層群はもっぱら縦ずれ断層である。高角で横ずれ成分を伴なう F1~F5 断層によって地下から地層がしぼり出されるように上昇し、ちょうど F1~F5 断層帯を境としてバルジ丘を形成している。その西側の F6~F10 断層はバルジ丘の成長に伴ない崖下基部に働く二次的な水平圧縮応力のもとで表層部だけに生じたものであろう。

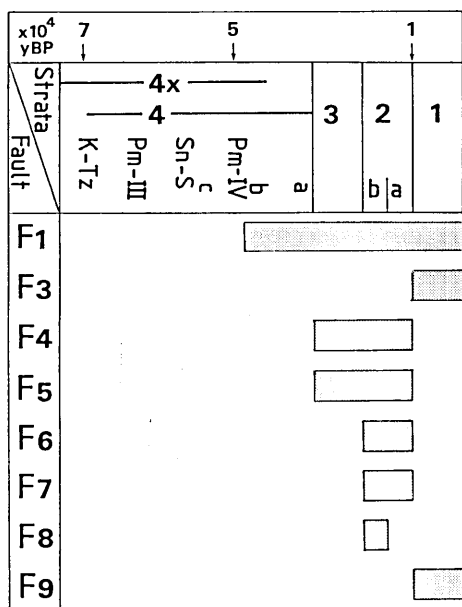


Fig. 24. Diagram showing the probable time ranges for the latest fault events at trench A. Sn-S means Senbonmatsu scoria.

Fig. 19 および Fig. 21), F1 断層と同様に“薄い”1層に覆われている。したがって最新イベントの時期は、2a 層上限以降である。

F4 断層, F5 断層: 4層上限, 2a 層下限を切り 2a 層中で消滅しており, 2a 層の上限は変位していない。したがって, 最新イベントの時期のとり得る範囲は4層堆積終了後~1層堆積開始までの間のどこかである。

F6 断層, F7 断層: 2a 層下限を切る (F7 断層は S 面で観察される) が, “厚い”1層に覆われる。4a 層, 4層上限, 2b 層下限 (F7 断層は3層も) の変位量はいずれも同じであるので, 4a 層堆積後~2b 層堆積開始までの間には断層運動はなかった。すなわち 2b 層堆積開始から1層堆積開始までの間に最新のイベントがあった。

2) 断層の活動期

[最新イベントの時期]

主として断層と地層の切った, 覆われたの関係に基づいて, 各断層 (F2 断層, F10 断層を除く) の最新イベントの時期を推定した (Fig. 24)。それらを決めた基準は次のとおりである。

F1 断層: 本断層が確実に切っているのは Pm-IV 軽石層準の上位より砂礫層 (4x 層) までである (Fig. 19)。本断層上端付近では 2a 層, 2b 層は欠落しているので, 2 層との関係はわからない。

本断層は1層に覆われているが, ここでは1層は約 30 cm と薄い。その部分がより西方の“厚い”1層のどの部分に当るか不明である。本断層の最新イベントの時期は4層中部, Pm-IV 軽石の降下以降, “薄い”1層下限までの間のどこかである。ただし, “厚い”1層中のイベントとも考えることができる。

F3 断層: 2a 層上限を切り (F3c 断層:



Fig. 25. View of trench A looking east. The western slope of Nakayama Hill is seen behind East wall (E).

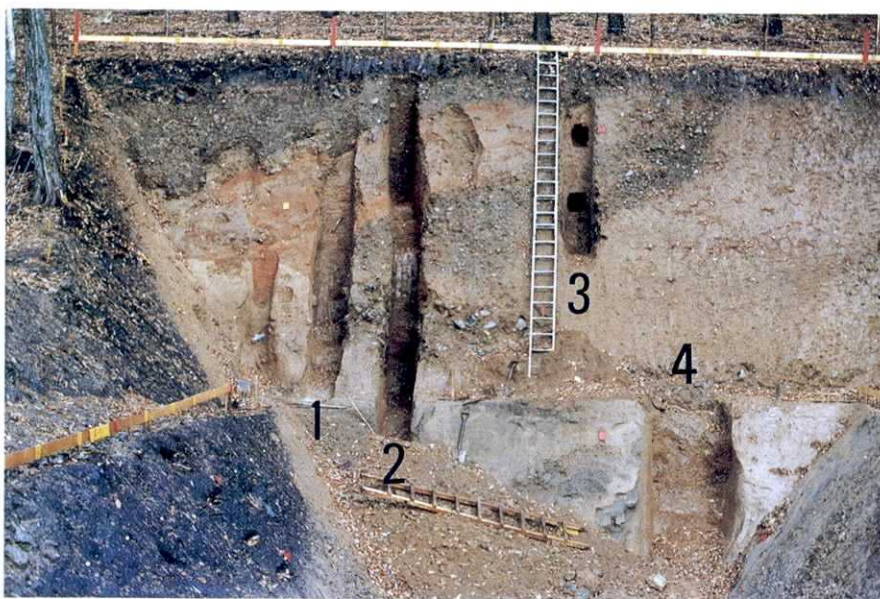


Fig. 26. Small scale excavations on East wall of trench A. 1~4 denote MT1~4.



Fig. 27. Oblique airphoto of trench B, taken from a kite.

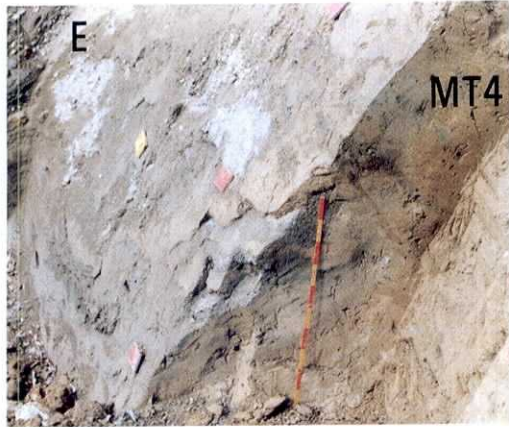


Fig. 29. The steeply dipping bed 4 on East wall and on MT-4 of trench A.

—Fig. 28. Cracks observed in the bed 2a at East wall of trench A.



Fig. 30. Fault plane of F1 and striation on it at the trench A. Striation is slightly oblique to the direction of the pen.

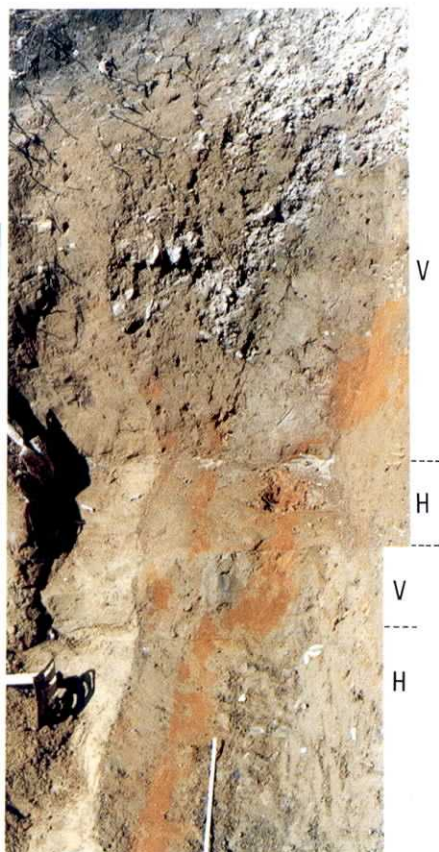


Fig. 31. F3 fault at trench A. See Fig. → 13 for detailed explanation. V, steep wall, H, horizontal surface.



Fig. 32. Low-angle reverse fault (F9), observed on South wall of trench A.



Fig. 33. North wall of trench B.



Fig. 34. South wall of trench B.



Fig. 35. View of extended trench at the western end of trench B.

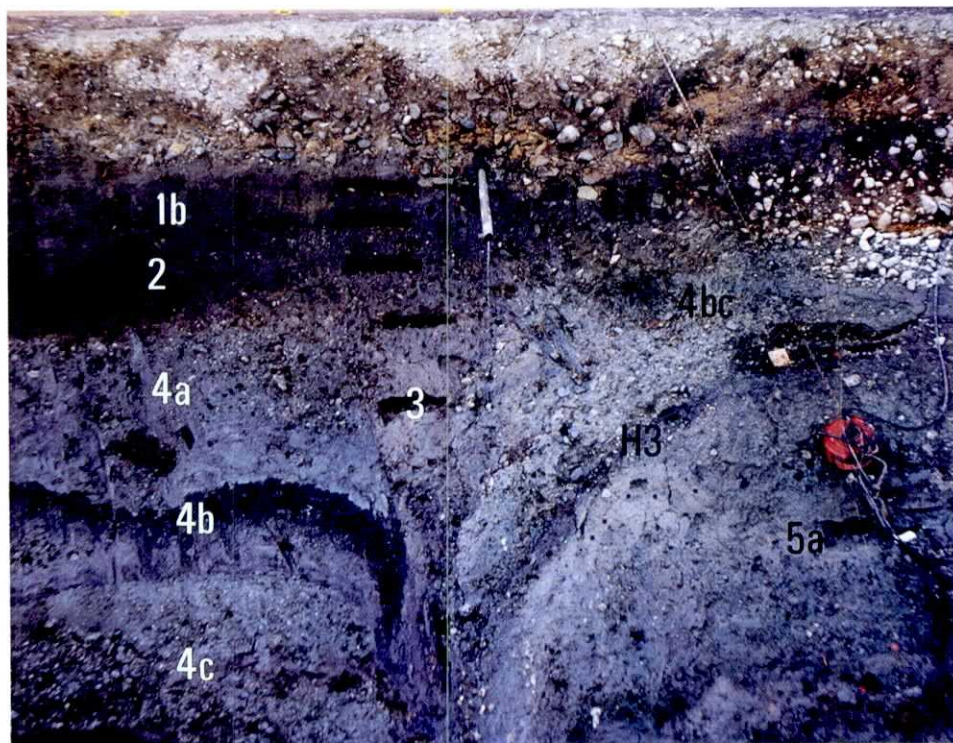


Fig. 36. Fault zone observed on North wall of trench B.

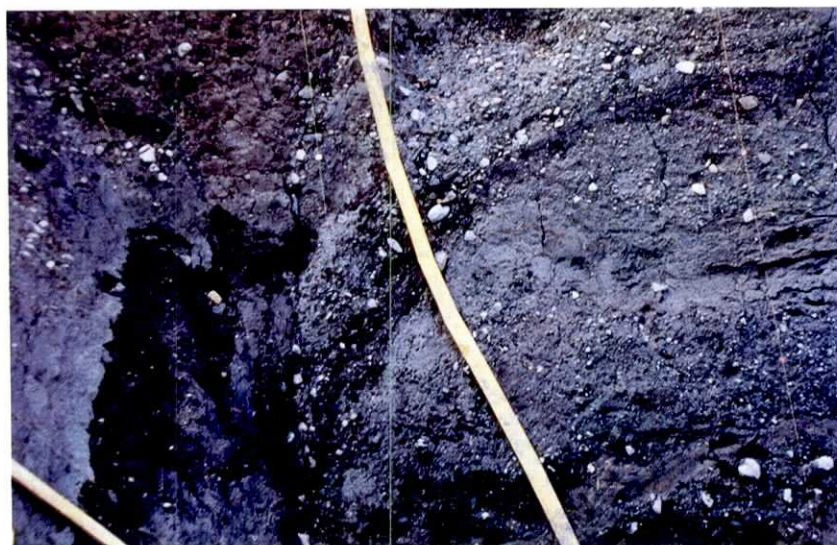


Fig. 37. A close up of the fault zone shown in Fig. 36.

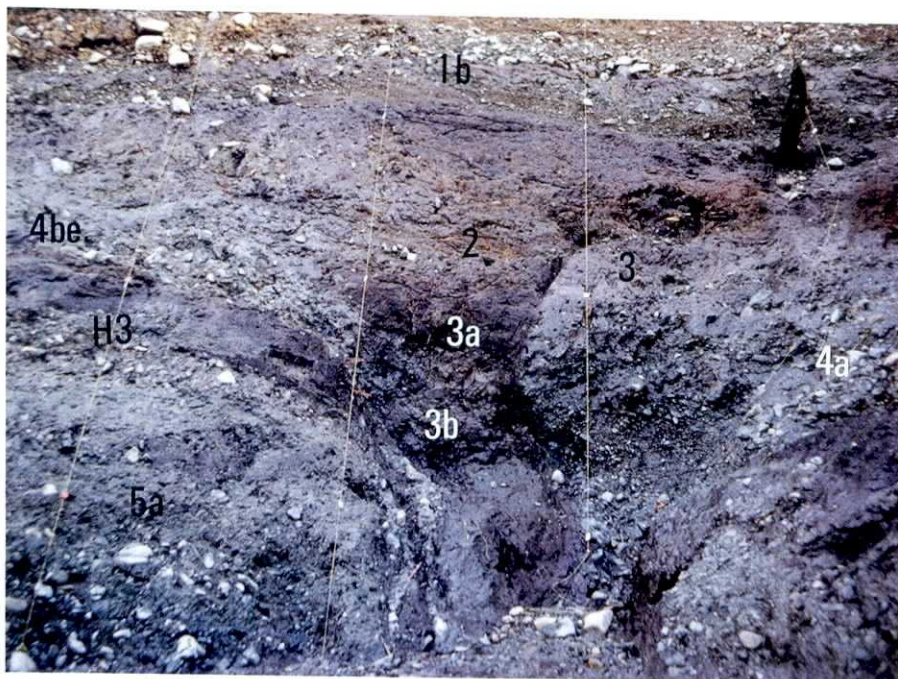


Fig. 38. Fault zone observed on South wall of trench B
4be should be corrected to 4bc.

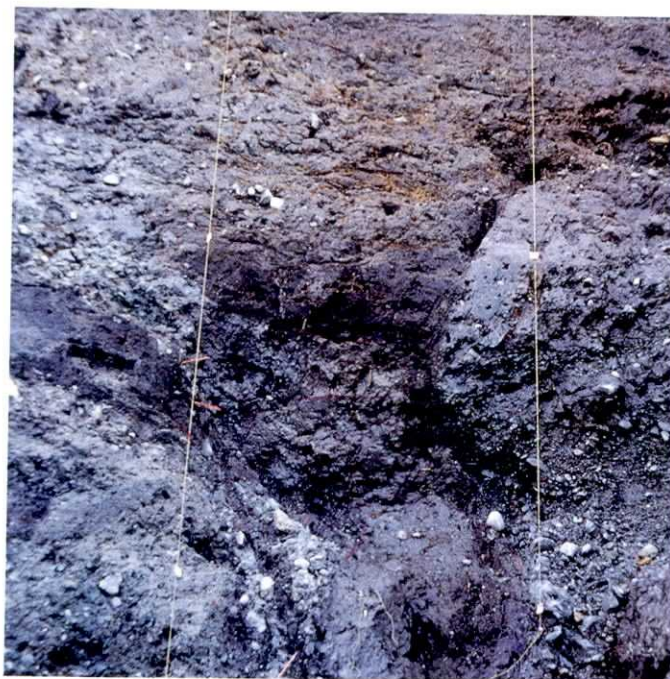


Fig. 39. A close up of the fault zone shown in Fig. 38.

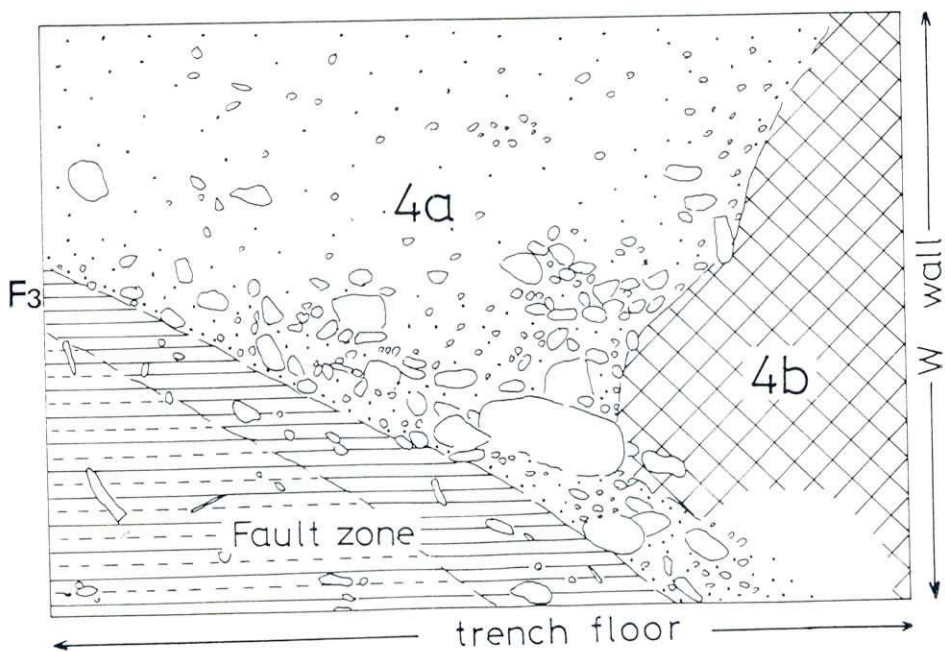


Fig. 40. Fault zone and gravel bed of the bed 4a, observed at the southern end of West wall at trench B.

F8a 断層，F8b 断層，F8c 断層：これらの断層は 2b 層下限を切っているが，2b 層上限を切っていない。したがって，最新イベントは 2b 層形成期に含まれる。

F9 断層：1層下限を切っている。上限については不明であるので最新イベントの時期は1層形成中～形成後である。1層中部の角礫密集帯は変位しており (Fig. 20, Plate I)，その層準の ^{14}C 年代は $6910 \pm 115 \text{ y. B. P.}$ である。F10 断層については，地層の乱れが大きく確実なことはわからないが，地層の変形から見て F9 断層とともに活動したように思われる (Fig. 24 では省略)。

以上のように，最新イベントの時期は断層によって異なり，1層堆積開始以後のイベント，および，2a 層堆積終了前のイベントの二つが識別できる (Fig. 24)。すなわち，2b 層堆積開始以降に，少なくとも2回のイベントがあった。1層堆積開始以後に生じたイベントによって $6910 \pm 115 \text{ y. B. P.}$ の ^{14}C 年代を示す層準が変位を受けているので (F9 断層)，若宮断層の最新の活動はおよそ7000年前以降に生じた。

[イベントに関わるその他の現象]

3層は火山灰を全く混じえない層相から判断して，断層変位して傾いた4層から短期間に移動堆積した局所的な斜面匍行物質と推定される。そうであれば4層と3層との間に生じたイベントの1つを示唆する。ただし，3層のような地層はイベント以外の原因でも生じるので，従来から指摘されているとおり (跡津川断層発掘調査団，1983)，確実な証拠ではない。

また，2a 層と1層の厚さの分布に注目すると，1層は丘陵基部の傾斜遷緩部で厚く地形と調和的であるのに対し，2a 層は傾斜の急なところで厚い。2a 層も1層と同様に遷緩部に厚く堆積したが，後の断層運動 (バルジ丘の成長) によって持ち上げられ，急斜面部に位置するようになったと推定される。この推定が事実とすれば，2a 層堆積中ないし堆積後～1層堆積前の間にイベントがあったことを示唆する。このイベントは前記最新イベントのうち，2a 層堆積終了前のそれに対応する可能性がある。

3) 若宮断層系の特徴

トレンチで観察された断層群の特徴をあげると次のようになる：① F1～F5 の断層群は高角の左横ずれの断層である。それらの中 F1 断層が丘陵の西縁と平行し，他の断層は F1 断層とやや斜交する。しかし，これらは全体として一つの断層帯をなしており，その位置が丘陵と平野の地形境界に一致しているので，これが若宮断層の主断層群と考えることができる。

② F6～F10 の断層群は低角の逆断層群で地形に変位が表れていない。また変位の累積を示す証拠はない。したがって，これらは高角左ずれ断層群の活動に伴って副次的に活動したものである。

③ 左ずれ高角主断層の東側に顕著なバルジ状の小丘が存在している。これは東に向かって低下してきた4層の高度が主断層帯付近で大きく高まっていることをも考え合わせると，上記の断層の累積の結果と判断される。

VI. 糸静線中部におけるトレンチ調査の成果・意義と今後の問題点

IV, V章で詳論した糸静線中部の A, B 両地点のトレンチ調査の成果を以下にまとめ、ついで、問題点を述べる。

1. トレンチ調査の成果と意義

1) 地形による断層位置の推定の検証：A, B 両地点（以下では A, B 両トレンチの地点を A 地点, B 地点とよぶ）ともに、小丘の西縁という地形の特色に基づいて断層の位置を推定した。掘削の結果、その位置に断層露頭が実在することが確かめられた。今回の調査は、断層露頭や若い段丘面などが無い場所で、地形に基づいて断層位置を予測する上での貴重な実験例となった。

2) 断層の形態とその多様性：A, B 両地点において、主な断層帯はほぼ垂直な断層面をもつものであることが明らかになった。しかし、個々の断層の形態は2地点で著しく異なっていた。小丘中央部の基部（A 地点）では、高角な断層群（主断層群）は低角逆断層群を伴っていた。しかし、小丘西縁延長部の低地部（B 地点）では、断層は比較的広い断層帯をもつ主断層のみで、それに向かって地層が東西から低下していた。

3) 第四紀後期における左ずれの確認：調査した断層は A, B いずれの地点においても左ずれを主とすることが確認された。また、両地点ともに地形から推定されていたように北東上がりの縦ずれを伴っている。

4) 断層変位の累積性と再来間隔：B 地点では6層（トレンチ内最下部の地層）堆積以降少なくとも5回の同じ向き（左ずれ、北東上がり）の変位が生じた。A 地点でも変位の累積があり、両地点ともに第四紀後期に同様な向きの変位の繰り返しがあったことが明らかになった。B 地点でのおもな断層の再来間隔は約 4000~5000 年またはそれ以上であった。なお、A 地点の副次的な低角逆断層露頭には変位の累積性は認められない。

5) 小丘の成因の確認：A, B 両地点ともに、小丘の西縁に主断層があり、これらの小丘が左ずれ、北東上がりの変位の累積の結果として形成された高まり（テクトニックバルジ）であることが明らかになった。小丘の西および北斜面が、東および南斜面よりも急な非対称性は、上記の変位の累積と調和している。

6) 断層の最新活動期：B 地点においては断層の最新活動期が約 1200 年前と推定される。史料にある「信濃国の地震」(A. D. 841 年) の記述は、当時の国府（現在の松本市）付近の被害を記している。松本市も本地域も糸静線の直上にあり、両地点の距離も約 30 km であるから、この信濃国の大地震が約 1200 年前の糸静線の活動による可能性がある。A 地点でも、F1~F4 の主断層群がかなり新しく（1 層形成中）活動したと推定される。

2. 今回のトレンチ調査に関連する問題点

1) 地形に基づいて推定された位置に予想通り断層露頭が実在していた。しかし、より細かくいえば、必ずしも予想通りではなく、A 地点ではおもな断層は予想よりも約 10 m 小丘内に位置していた。また、B 地点では、大沢川南部の低断層崖の延長上に推測した線上には断層露頭は存在していなかった。したがって、その付近では断層線は雁行する二つのセグメントに分かれている可能性が大きい。

2) 断層形態についてみると、A, B 両地点ともに主断層が高角な断層であったが、主

断層から派生したとみられる低角逆断層は, 小丘中央部の A 地点のみで見出され, 小丘末端の B 地点では認められなかった. このような断層形態の差異と小丘の位置との対応が一般的に成り立つかどうかは, 今後の検討課題である. また, A 地点における主断層と副次的な断層とが地下でどのような関係になっているかも未解決な問題の一つである.

3) 掘削地点の小丘に対する位置の差異の現われとして, A 地点では断層の形態に関する多くの情報が得られたのに対して, 活動期, 再来周期を知る手がかりが乏しく, B 地点では活動期や周期を推定する資料が多いことがあげられる. これについて以下のように考えることができる.

相対的に縦ずれ量が小さい B 地点では, 断層活動に伴ってその直後に断層の西側(低下側)だけに新しい地層が堆積するということが繰り返された. こうして, 過去のイベントの記録が低下側の新しい地層中に残された. それに対し, 縦ずれ量の大きな A 地点では, 平行する数本の高角な断層によって地質構造が複雑となり, また, 断層東側の急斜面での物質の下方移動が著しく, 断層活動を示す証拠が残りにくかったと考えられる. しかし, この点についてはまだ確かなことはわかっていない. 両掘削地点の小丘に対する位置の差に基づく断層形態の差異が一般的に成り立つかどうかは, さらに多くのトレンチ調査によって検討されなければならない. 例えば, 天狗山の中央部または北部, あるいは中山の北または南端で断層形態がどのように現れるかどうかは興味のある問題である. なお, 小丘の内部構造はまだ十分に分かっておらず, 今後の精査が必要である.

4) B 地点の最新活動期がわずか 5 km 離れた A 地点まで及んだか否かは現段階では明らかでない. ある時期の活動が断層系のどの部分に及んでいたかを知ることは, 断層を生じた地震の規模を推定するために重要な資料である. 糸静線のような大規模でかつ多くのセグメントに分かれる断層系では, 単にイベントの時期をある地点について推定するだけでなく, 個々のセグメントのどの部分が何時活動したかを知る必要がある. 2), 3) で述べたこととも関連するが, 現在のトレンチ調査はこのような問題の解明にはまだ“点”の調査に過ぎず, 様々な条件を考慮してさらにトレンチの数をふやし, 断層系の全体像に迫る必要があると思われる.

謝 辞

本調査に要した経費は, 第 4 次地震予知計画の事業費による. トレンチ調査のために格別の御協力をいただいた当時の富士見町公民館長, 故河角巖氏, NHK 伊藤和明氏, 土地の使用を快く承諾していただいた現地の名取清臣, 名取博正, 折井亘, 細川忠蔵, 樋口吉晴の各氏に御礼申しあげる. トレンチ調査に当たっては, 市川仁夫氏をはじめ, INA 新土木研究所の各位の御協力をいただいた. 火山灰の同定には東京都立大学大学院生(当時)山縣耕太郎氏の御協力を得た. あわせて謝意を表する.

文 献

- ALLEN, C. R. 1975, Geological criteria for evaluating seismicity., *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 1041-1057.

- 跡津川断層発掘調査団, 1983, 跡津川断層におけるトレンチ掘削調査 (速報), 月刊地球, 8, 335-340
- 有井琢磨, 1952, 塩尻・葦崎付近の新期断層地形, 内田寛一先生還暦記念地理学論文集, 下巻, 235-255.
- ARII, T., 1953, Geomorphological studies on Fujimi village and its adjacent areas in the southeastern part of Nagano Pref., *Bull. Tokyo Gakuzei Univ.*, 5, *History and Geography*, 35-47.
- 第2次岡谷断層発掘調査グループ, 1989, 1984年糸静線活断層系 (岡谷地区中島 A 遺跡地) トレンチ調査—日本の活断層発掘調査 [28]—, 活断層研究, 6, 64-71.
- 金子史朗, 1972, 地形図説, 2, 古今書院, 229 p.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層—分布図と資料一, 東京大学出版会, 363 p.
- 河内洋佑・山田哲雄・横田勇治, 1966, 諏訪湖北方横河川上流の結晶片岩 (横河川結晶片岩), 日本岩石鉱物鉱床学雑誌, 86, 21-29.
- 小林国夫, 1961, いわゆる“信州ローム”, 地学雑誌, 67, 32-47.
- 小林国夫, 1968, フォッサマグナ地域内陸部の第四紀地殻変動, 地質学論集, 2, 33-38.
- 小林武彦・高木信行・藤井登美夫, 1977, 御岳火山新期御岳テフラ層の模式柱状図, 軽石学雑誌, 4, 37-41.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈みこみ”の始まり, 月刊地球, 3, 510-518.
- 町田 洋・鈴木正男, 1971, 火山灰の絶対年代と第四紀の編年, 科学, 41, 263-270.
- 町田 洋・新井房夫, 1983, 喜界カルデラ起源の新広域テフラと九州における更新世後期大火砕流の噴出年代, 火山, 2集, 28, 206.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢, 1985, 阿蘇4火山灰—分布の広域性と後期更新世示標層としての意義, 火山, 2集, 30, 231-240.
- 松島義章・伴 信夫, 1979, 糸魚川—静岡構造線の活動によって変位した諏訪湖南東の縄文住居址, 第四紀研究, 18, 155-164.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研彙報, 58, 711-722.
- 中田 高・千田 昇, 1974, フォッサマグナ西縁部の地殻変動, 東北地理, 26, 67.
- NAKATA, T. and N. CHIDA, 1974, On tectonic features around the Matsumoto and Suwa Basins, central Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 7, 24, 59-74.
- 岡田篤正, 1973, 中央構造線の第四紀地殻運動について, 杉山隆二編, “中央構造線”, 東海大学出版会, 49-86.
- 岡谷断層発掘調査研究グループ, 1988, 1983年糸静線活断層 (岡谷地区中島 A 遺跡地) トレンチ調査活断層研究, 5, 3-10.
- 岡山俊雄, 1969, 塩尻葦崎線一部の前期運動による地形, 地理評, 42, 456.
- 小野有五・正木智幸, 1980, 上伊那・竜西地域における最終氷期の段丘形成, 地理子, 18, 60-61.
- 澤 祥, 1985, 中部フォッサマグナ西縁富士見周辺の活断層, 地理評, 58, 695-714.
- 千屋断層研究グループ, 1986, 千屋断層 (秋田県) の完新世の活動と断層先端部の形態—千畑町小森での発掘調査—, 地震研彙報, 61, 339-402.
- SUGIMURA, A. and T. MATSUDA, 1965, Atera Fault and its displacement vectors, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 509-522.
- 竹本弘幸・平林 潔・百瀬 貢・小林武彦, 1986, 御岳テフラと周辺地域の編年の再検討, 地理子, 29, 62-63.
- 丹那断層発掘調査研究グループ, 1983, 丹那断層 (北伊豆・名賀地区) の発掘調査, 地震研彙報, 58, 797-830.
- 田山 実, 1904, 大日本地震史料, 震災予防調査会報告, 46, 甲, 1-606, (思文閣, 1973復刻版)
- 東郷正美, 1987, 茅野市坂室付近の糸静線活断層系による変位地形, 活断層研究, 4, 42-46.
- 宇佐美龍夫, 1987, 新編資料日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 327 p.

*Late Quaternary Activities in the Central Part of
Itoshizu Tectonic Line*

—*Excavation Study at Wakamiya and Osawa Faults,
Nagano Prefecture, Central Japan*—

RESEARCH GROUP FOR THE ITOSHIZU TECTONIC
LINE ACTIVE FAULTS

A series of active faults develops in the central part of the Itoshizu Tectonic Line (ITL), which is one of the most important tectonic lines in Japan, running northwestward through central Japan (Figs. 1-3). In 1983, two trenches, A and B, were excavated across geomorphologically estimated active faults, the Wakamiya and Osawa Faults, belonging to the ITL active fault system. The purpose of this trenching survey is to identify the precise position of fault traces and the nature of faults, and to establish the timing of faulting, particularly the age of the latest event and recurrence interval of faulting. Both trenches are located at the base of the western slope of tectonic bulges, but trench A is on the middle of the bulge (Figs. 4 & 6) and trench B is on the southern end of the bulge (Figs. 5 & 7). Both trenches have similar direction, NEE-SWW, perpendicular to the fault trend (long axes of the bulges), and have similar scale, ca. 30 m in length and ca. 3 m in depth, except for the eastern part of trench A (ca. 7 m in depth) (Table 1).

A major fault zone was discovered at both trench sites, but the appearance of the fault was different from each other. At trench A, a series of faults, F1-F10, dislocate the strata younger than ca. 80,000 years (Figs. 19 & 20). F1-F5 have nearly vertical fault planes. Among these high-angle faults, F1 is considered to be the major fault, judged by the coincidence of its strike with that of the Wakamiya Fault. The low angle reverse faults, F6-F10, seem to be branch faults, because of their small amount of displacement. Judged by the observed offset of strata (for example, Fig. 23), and the different lithology of strata of the same age on the both sides of the F1 fault, it is inferred that the major high-angle faults at trench A have a left-lateral strike slip component with vertical component upthrown on its east side. At trench B, only one, but significantly large fault zone was found at the western end of the trench (Figs. 11 & 14). This fault zone dislocates all the strata older than ca. 1,300 yBP. The presence of younger deposits at the west side of the fault zone (Fig. 14) implies that the eastern side uplifted. However, the left-lateral offset of some strata (the bed 3 for example, see Fig. 16) indicates that this fault has a significant strike-slip (left-lateral) component.

It is difficult to determine the timing of faulting at trench A, although we can estimate some age range for the latest event for each fault (Fig. 24). However at trench B, repeated fault activities of at least five times since the formation of the bed 6 (the oldest strata at trench B) were concluded to have occurred. The inferred recurrence interval can be ca. 4,000-5,000 years or longer (Fig. 17). The latest event at trench B should have occurred at ca. 1,200 yBP, because the faulted bed 3 ($1,290 \pm 80$ yBP) is covered by the undeformed bed 2 of $1,130 \pm 80$ yBP (Fig. 14). This event probably corresponds to the historical earthquake of A. D. 841, which damaged to the present Matsuoto City, located on the northward extension of ITL, about 30 km from the trench site.

This study confirmed that geomorphologically estimated active faults were accompanied by the actual fault zones, which have been active repeatedly during the late

Quaternary. Sense of the faulting is left-lateral strike slip, accompanied by vertical component of east side up. The formation of bulges such as Nakayama hill and Tengu-yama hill which are located on the east side of the fault and are characterized by asymmetrical profile both in longitudinal and transverse profile, that is, the western side and northern side are steeper than the other sides (Figs. 4 & 5), can be interpreted as the accumulated result of these faulting.